

Univerzita Karlova v Praze  
Přírodovědecká fakulta  
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie  
Studijní obor: Geografie a kartografie



Tereza Dlabáčková

**PODMÍNKY VZNIKU MURY Z 15. 5. 2014 VE SMUTNÉ DOLINĚ  
(ZÁPADNÍ TATRY)**

FORMATION CONDITIONS OF DEBRIS FLOW ON 15. 5. 2014 IN  
SMUTNÁ VALLEY (WESTERN TATRA MTS.)

*Bakalářská práce*

Praha 2015

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

# **Zadání Bakalářské práce**

## **Název práce**

Podmínky vzniku mury z 15. 5. 2014 ve Smutné dolině (Západní Tatry)

## **Cíle práce**

Cílem této bakalářské práce je zhodnocení srážkových poměrů od 1. 12. 2013 do 15. 5. 2014 a srážkové situace bezprostředně předcházející vzniku mury ve Smutné dolině. Dalším cílem je odvození hodnot srážkových úhrnů podle vybraných modelů a jejich porovnání s prahovými hodnotami. Třetím cílem je provedení terénního mapování mury a zjištění jejích základních charakteristik.

## **Použité pracovní metody**

Práce bude obsahovat rešeršní část, ve které bude pomocí české i zahraniční literatury provedena fyzicko-geografická charakteristika zájmové oblasti, obecná charakteristika mur a charakteristika publikovaných modelů pro odvozování hodnot srážkových úhrnů. Následně budou popsány postupy zpracování jednotlivých cílů. Nejprve budou zhodnocena použitá srážková data a poté charakterizována metodika výpočtů odvozených hodnot pomocí vybraných modelů a metodika terénního měření.

Na základě srážkových dat a publikovaných informací bude provedeno zhodnocení srážkových úhrnů v období od 1. 12. 2013 do 15. 5. 2014 a následně zhodnocení meteorologické situace bezprostředně před vznikem mury. Na základě statistické metody  $4\sigma$  a doplňkových globálních a lokálních modelů, založených na množství srážek a jejich trvání během dané události a lokálních modelů založených na množství srážek během dané události, budou odvozeny hodnoty pro srovnání s prahovými hodnotami vybraných modelů. Dále bude provedeno terénní měření mury s využitím GPS a zjištění základních charakteristik, především délky a šířky vyhloubeného koryta, přítomnost podélných akumulčních valů nebo plošných suťových akumulací.

Datum zadání: 17. 12. 2014

Jméno studenta: Tereza Dlabáčková

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D. Podpis vedoucího práce:

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze,

Podpis

**Poděkování:**

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu mé práce RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D. za čas, který mi během zpracování práce věnoval, literaturu, kterou mi poskytl a velmi cenné rady.



## **ABSTRAKT**

Cílem této bakalářské práce je stanovení podmínek, které vedly ke vzniku mury dne 15. 5. 2014 ve Smutné dolině v Západních Tatrách. Na základě statistické metody  $4\sigma$  a doplňkových globálních a lokálních modelů, založených na množství srážek a jejich trvání během dané události a lokálních modelů založených na množství srážek během dané události, byly odvozeny hodnoty pro srovnání s prahovými hodnotami vybraných modelů. Dále bylo pomocí GPS provedeno geomorfologické mapování mury a zaznamenání jejích základních charakteristik, např. přítomnost plošných akumulací sutin nebo akumulčních valů, dále šířka a hloubka vytvořeného koryta. Odvozené hodnoty srážkových úhrnů byly v případě modelu  $4\sigma$  a modelů založených na množství srážek a jejich trvání během dané události překročeny, na rozdíl od modelů založených na množství srážek během dané události. Dále bylo zjištěno, že svou délkou mura představuje jednu z rozsáhlejších mur, ovšem např. šířkou koryta se od průměrné velikosti mur v Západních Tatrách neliší.

***Klíčová slova:*** svahový proces, mura, prahová hodnota, Západní Tatry

## **ABSTRACT**

The aim of this bachelor's thesis is to determinate conditions what trigger debris flow on 15. 5. 2014 in Smutna valley (Western Tatra Mts.). Statistical method  $4\sigma$  and additional global and local event duration model and local event precipitation model were used. Derived values with thresholds based on these models were compared. Geomorphological mapping of debris flow using GPS was made. Another base characteristics of debris flow were found out, e.g. areal debris accumulation or levees, wide and depth of debris flow path. Derived rainfall values from  $4\sigma$  model, event-duration model and event precipitation model was exceeded. Debris flow with it's lenght belongs to more extensive debris flows, but e.g. path width is common in Western Tatra Mts.

***Keywords:*** landslide, debris flow, threshold, Western Tatra Mts.

## Obsah

<b>1</b>	<b>ÚVOD</b> .....	<b>8</b>
<b>2</b>	<b>VYMEZENÍ ZÁJMOVÉ OBLASTI</b> .....	<b>10</b>
<b>3</b>	<b>FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA OBLASTI</b> .....	<b>11</b>
3.1	Geologie .....	11
3.2	Reliéf .....	13
3.3	Klima .....	16
3.4	Půdy .....	18
3.5	Fytogeografické poměry .....	18
<b>4</b>	<b>PROBLEMATIKA MUR</b> .....	<b>20</b>
4.1	Charakteristika mur .....	20
4.2	Příčiny vzniku mur .....	21
4.3	Klasifikace mur .....	21
4.4	Morfologie mur .....	23
<b>5</b>	<b>DEFINICE MODELŮ PRO VÝPOČET PRAHOVÝCH HODNOT</b> .....	<b>26</b>
<b>6</b>	<b>METODIKA</b> .....	<b>30</b>
6.1	Použitá meteorologická data .....	31
6.2	Odvození hodnot pro srovnání s prahovými hodnotami vybraných modelů .....	33
6.3	Terénní měření .....	35
<b>7</b>	<b>VÝSLEDKY</b> .....	<b>37</b>
7.1	Sněhové a srážkové poměry v období od 1. 12. 2013 do 15. 5. 2014 .....	37
7.2	Meteorologická situace a srážkové úhrny v období od počátku května do 15. 5. 2014 .....	40
7.3	Odvozené hodnoty srážkových úhrnů z vybraných modelů .....	43
7.4	Výsledky terénního měření .....	43
<b>8</b>	<b>DISKUSE</b> .....	<b>50</b>
<b>9</b>	<b>ZÁVĚR</b> .....	<b>53</b>
<b>10</b>	<b>Zdroje</b> .....	<b>55</b>
10.1	Seznam použité literatury .....	55
10.2	Internetové zdroje .....	64
<b>11</b>	<b>PŘÍLOHA</b> .....	<b>66</b>

## Seznam obrázků

<i>Obr. 1: Oblast Smutné doliny .....</i>	<i>10</i>
<i>Obr. 2: Geologická stavba Smutné doliny.....</i>	<i>12</i>
<i>Obr. 3: Sklonitost povrchů ve Smutné dolině .....</i>	<i>15</i>
<i>Obr. 4: Orientace povrchů ve Smutné dolině.....</i>	<i>16</i>
<i>Obr. 5: Krajinový pokryv Smutné doliny.....</i>	<i>19</i>
<i>Obr. 6: Murová dráha s vyznačenými oblastmi.....</i>	<i>24</i>
<i>Obr. 7: Morfologie mury.....</i>	<i>25</i>
<i>Obr. 8: Srážkoměrná stanice Zuberec-Zverovka se srážkoměrem typu Metra.....</i>	<i>31</i>
<i>Obr. 9: Přehled vybraných srážkoměrných stanic.....</i>	<i>33</i>
<i>Obr. 10: Synoptická situace během vánočního oteplení (26. 12. 2013, 00:00 UTC) ....</i>	<i>38</i>
<i>Obr. 11: Synoptická situace dne 15. 5. 2014 v 00:00 UTC .....</i>	<i>41</i>
<i>Obr. 12: Poloha mury na svahu rozsochy Plačlivého .....</i>	<i>44</i>
<i>Obr. 13: Odlučná zóna mury na severovýchodním svahu rozsochy Plačlivého .....</i>	<i>45</i>
<i>Obr. 14: Transportovaný balvan s patrnou odlučnou oblastí v nadmořské výšce cca 1730 m n. m. ....</i>	<i>46</i>
<i>Obr. 15: Výrazná změna orientace koryta při severním úpatí rozsochy Plačlivého....</i>	<i>47</i>
<i>Obr. 16: Pozůstalé boční valy v nadmořské výšce cca 1525 m n. m.....</i>	<i>48</i>
<i>Obr. 17: Závěrečná část mury .....</i>	<i>49</i>

## Seznam tabulek

<i>Tab. 1: Přehled klasifikace proudových pohybů .....</i>	<i>23</i>
<i>Tab. 2: Přehled vybraných srážkoměrných stanic .....</i>	<i>31</i>
<i>Tab. 3: Srážkové úhrny (v mm) naměřené na sledovaných stanicích v období 11. 5. – 15. 5. 2014 .....</i>	<i>42</i>
<i>Tab. 4: Shrnutí výsledných odvozených hodnot srážkových úhrnů a použitých modelů .....</i>	<i>43</i>

## Seznam grafů

<i>Graf 1: Měsíční úhrny srážek v zimě 2013/2014 a na jaře 2014 .....</i>	<i>39</i>
<i>Graf 2: Dlouhodobé měsíční úhrny srážek za období 1985 - 2014.....</i>	<i>39</i>
<i>Graf 3: Desetidenní kumulativní srážkové úhrny.....</i>	<i>40</i>
<i>Graf 4: Kumulativní denní srážky před vznikem mury .....</i>	<i>42</i>

## Seznam příloh

<i>Příloha 1: Geomorfologická mapa mury.....</i>	<i>66</i>
--	-----------

# 1 ÚVOD

Horské a velehorské oblasti jsou ovlivňovány řadou přírodních procesů, které se neustále podílejí na modelování jejich povrchu. Významným činitelem, působícím v těchto oblastech, jsou svahové procesy. Jedním z nejčastějších pohybů, se kterými se zde lze setkat, jsou mury, jejichž vznik je vázán především na strmý sklon povrchu a určité množství dešťových srážek (Jakob a Hungr 2005). Prahové množství srážek, které vede ke vzniku mury, lze stanovit pomocí řady modelů. Jedním z cílů této bakalářské práce je odvodit hodnoty srážek vztahujících se ke vzniku mury a jejich porovnání s prahovými hodnotami vybraných modelů. Pro odvození hodnot srážkových úhrnů byla vybrána statistická metoda  $4\sigma$  a doplňující globální a lokální model využívající srážkové úhrny a jejich dobu trvání během dané události, nebo lokální modely založené na srážkových úhrnech během dané události.

Zájmovou oblastí, kde došlo ke vzniku sledované mury, je Smutná dolina, náležící geomorfologickému podcelku Západních Tater. Ke vzniku mury zde došlo dne 15. 5. 2014 v dopoledních hodinách po velmi vydatných srážkách, jejichž denní úhrny přesahovaly 100 mm, což je úhrn na tuto roční dobu, v podmínkách Slovenska, poměrně vzácný (Faško a Ján 2014).

Vznik této mury je vázán na výjimečnou meteorologickou situaci, která především do oblasti Oravy a Západních Tater přinesla velmi vydatné srážky (Faško a Ján 2014). Zhodnocení srážkových úhrnů, které bezprostředně předcházely vzniku mury, spolu s celkovým zhodnocením srážkových úhrnů od 1. 12. 2013 do 15. 5. 2014, jsou dalšími cíli této práce. Posledním z cílů, které si tato práce klade, je provedení geomorfologického mapování mury pomocí GPS a zjištění základních charakteristik mury.

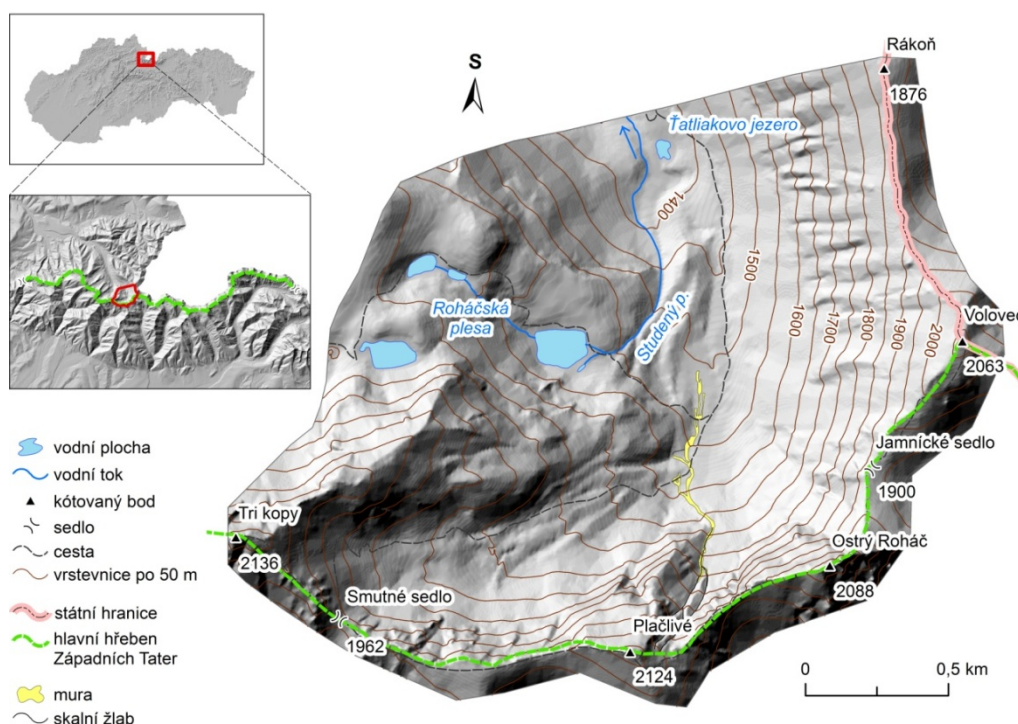
Struktura bakalářské práce je následující – nejprve je zařazena teoretická část, ve které je zpracována fyzicko-geografická charakteristika oblasti Smutné doliny, spolu s obecnou charakteristikou mur a jednotlivých typů modelů pro odvozování prahových hodnot. Dále následuje metodická část, ve které jsou charakterizovány meteorologické stanice, jejichž naměřená data byla použita pro charakteristiku poměrů předcházejících vzniku mury a následnému odvození hodnot pro srovnání s prahovými hodnotami jednotlivých modelů. Empirická část se zabývá zhodnocením srážkových poměrů v období předcházejícím vzniku mury,

odvozením konkrétních hodnot srážkových úhrnů na základě vybraných modelů a zpracováním výsledků terénního měření. Nakonec je v diskusi provedeno srovnání odvozených hodnot s prahovými hodnotami vybraných modelů. Následuje porovnání podmínek, jež vedly ke vzniku sledované mury s podmínkami vzniku mur při vybraných událostech na území Západních Karpat.

## 2 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉ OBLASTI

Smutná dolina, jež je zájmovým územím této bakalářské práce, se nachází na území Západních Tater. Dolina je vymezena několika vrcholy, z nichž většina náleží hlavnímu hřebeni Západních Tater (viz Obr. 1). Od Ťatliakova jezera vybíhá hranice Smutné doliny ke hřebeni, kde prochází Volovcem (2063 m n. m.), přes Jamnické sedlo na Ostrý Roháč (2088 m n. m.). Odtud hranice pokračuje do Smutného sedla a dále na Tri kopy (2136 m n. m.) a poté severovýchodním směrem po hřebeni (Reichwalder 2010). Ke vzniku sledované mury došlo na severovýchodním svahu rozsochy vybíhající od Plačlivého. Mura téměř od hřebene zasahuje až na dno doliny. Místo vzniku sledované mury není neobvyklé. Tuto murovou dráhu identifikoval již Mahr (1973; cit. v Midriak 1993).

**Obr. 1: Oblast Smutné doliny**



**Zdroj:** Digitální model reliéfu (GEOPORTÁL), vlastní zpracování

### 3 FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA OBLASTI

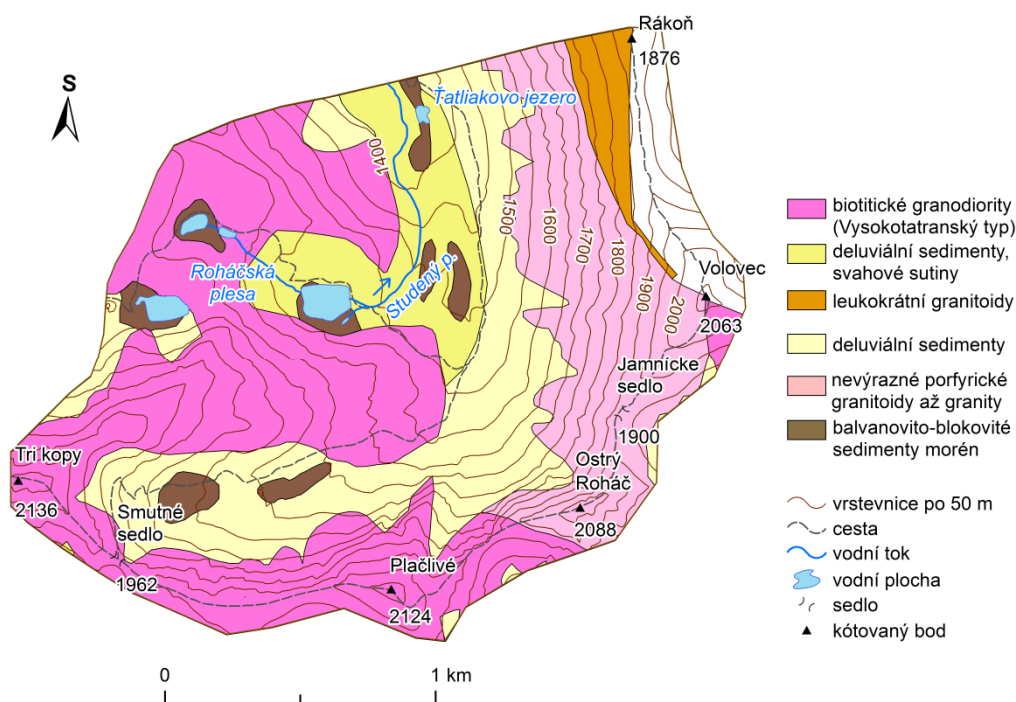
#### 3.1 Geologie

Na geologické stavbě Tater se podílejí tři základní alpínské tektonické jednotky – tatrikum, fatrikum a hornikum. Tatrikum vystupuje na povrch v jednotlivých jádrových pohořích centrálních Karpat (např. Malé Karpaty, Strážovské vrchy, Malá a Velká Fatra, Tatry), ovšem podstatná část je překryta subtatranskými příkrovy - křížňanským, chočským nebo strážovským (Mahel' 1986). Tatrikum se skládá z krystalinika a permsko-mezozoického obalu (Nemčok 1993). Krystalické jádro se skládá z metamorfovaných komplexů předmezozoického stáří (zejména proterozoických ortorul, staropaleozoických pararul a svorů, granitoidů, místy migmatitů), dále karbonských žul a prekarbonských krystalických břidlic, vyskytujících se zejména v Západních Tatrách (Lukniš a Plesník 1961; Mahel' 1986). Horniny krystalinika jsou překryty mezozoickými a kenozoickými sedimenty s příkrovy, které vystupují na povrch zejména v severní a částečně i západní části Tater (Kohút a Janák, 1994). Fatrikum je alochtonní jednotka tvořící nadloží dílčích jednotek tatrika, zejména podél severovýchodního, severního a severozápadního okraje Tater. Tvořeno je mezozoickými sedimentárními souvrstvími. Nejvyšší a plošně nejméně rozsáhlou jednotkou tvořenou mezozoickými sedimentárními horninami převážně karbonátového složení je hornikum, ležící převážně v nadloží jednotek fatrika (Reichwalder 2010).

Nejspodnější strukturní element oblasti Smutné doliny, tak jako celých Tater, je tvořen tatrikem. Krystalinikum je v této oblasti tvořeno granitoidy, zejména biotitickými granodiority až tonality s přechody do muskoviticko-biotitických granodioritů (tzv. Vysokotatranský typ) a to zejména v oblasti Plačlivého, Smutného sedla, Troch kop až po Roháčská plesa (viz Obr. 2). Porfyrické granitoidy až granity najdeme na východním svahu doliny, zejména mezi Ostrým Roháčem a Rákoněm. Okrajově do Smutné doliny mezi Rákoněm a Volovcem zasahují tzv. leukokratní granitoidy tvořící morfologicky nejvyšší části granitoidního masívů (Nemčok 1993). Z hlediska odolnosti vůči vnějším destrukčním činitelům jsou granitoidní horniny, zejména granodiorit nejvíce odolné (Midriak 1983). Na dně doliny jsou horniny tatrika překryty vrstvou kvartérních sedimentů, zejména svahovými sedimenty, sutinovými kužely a osypy. Místy, především v oblastech

závěru doliny a v okolí Ťatliakova jazera, se nacházejí izolovaná místa s výskytem glaciálních, převážně balvanovito-blokovitých sedimentů morén vyskytujících se zejména v ledovcových karech.

**Obr. 2:** Geologická stavba Smutné doliny



**Zdroj:** ŠGÚDŠ (2013), vlastní zpracování

Biotické granodiority až tonality s přechody do muskoviticko-biotických granodioritů (tzv. vysokotatranský typ), jsou charakteristické odstíny šedé barvy. Na minerální stavbě se podílí plagioklas, tvořící zelená a bílá zrna velikosti 5-7 mm, dále křemen s velikostí zrn do 5 mm, poté biotit a muskovit, ve velmi malém množství se zde nachází zejména apatit, zirkon nebo magnetit. Porfyrické granodiority až granity se vyskytují ve formě nepravidelných těles s neostrými hranicemi. Jedná se o horniny středně až hrubozrnné, světlé až světlé barevných odstínů. Minerální složení je podobné jako v případě vysokotatranského typu (Němčok 1993).



Leukokráttní granitoidy jsou magmatické horniny, ve kterých převládají minerály světlé barvy<sup>1</sup>. Nejrozšířenější jsou v severozápadní oblasti Volovce a Rákoně. Díky vysokému obsahu křemene se jedná o horniny kyselé.

Glaciální sedimenty morén jsou kvartérní sedimenty představující zejména kamenito-blokovité a téměř neopracované sedimenty místních hornin (zejména granitoidů). Deluviální sedimenty - suťové kužely a osypy (kamenité, písčito-kamenité) a svahové sutiny jsou sedimenty všeobecně rozšířené v dolinách Tater (Nemčok 1993).

### **3.2 Reliéf**

Horský masív Západních Tater má protáhlý tvar ve směru východ-západ. Průměrná nadmořská výška vrcholů, ležících na hlavním hřebeni je 2000 – 2100 m n. m., nejvyšším vrcholem je Bystrá (2240 m n. m.). Oblast Tater podléhala asymetrickému výzdvihu, který zapříčinil, že některé vrcholy Západních Tater neleží na hlavním hřebeni, ale na rozsochách vybíhajících z hlavního hřebene, přičemž severní boční hřebeny pohoří (polské) jsou nižší než jižní. Kromě neogenních tektonických pochodů se na modelaci povrchových tvarů Západních Tater výrazně uplatnila činnost ledovců (Kňazovický 1970).

V oblasti Smutné doliny se nachází ledovcový kar, který byl během posledního (Würmského) a zároveň nejrozsáhlejšího zalednění spolu s přilehlou Roháčskou dolinou vyplněn jedním z nejdelších ledovců v Tatrách, měřícím 9 km a s mocností až 200 m (Reichwalder 2010). Glaciální modelace je patrná zejména na Ostrém Roháči, kde je dobře vyvinutá stěna karu s jehlancovitým vrcholem (tzv. hornem), proto se této hoře často přezdívá Slovenský Matterhorn. Zpod Troch kop, v závěru Smutné doliny, vybíhá 1950 m dlouhý a v průměru 150 m široký kamenný ledovec. Jedná se o nejdelší kamenný ledovec v Západních Tatrách (Nemčok 1982).

Sněžná čára se v současnosti nachází vysoko nad nejvyššími vrcholy pohoří, v průměrné nadmořské výšce 3400 m n. m., jak uvádí Hess (1965, cit. v Zasadni a Kłapyta 2009) nebo Gądek (2008). Nyní zde najdeme pouze firnová pole, ležící ve výškách o 1000 – 1800 m níže, zásobovaná sněhovými

---

<sup>1</sup> Informace z Geologické encyklopedie ČGS [online], dostupné z: <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl> [cit. 20. 5. 2015].

lavinami nebo navátým sněhem. Jejich původ je spojen spíše s topografickými než klimatickými podmínkami Gądek (2008).

Oblast Smutné doliny spadá podle Mazúra a kol. (1986) z hlediska geomorfologického členění do geomorfologického okrsku Roháče, které jsou součástí celku Tater, jež se nachází ve fatransko-tatranské oblasti ležící v subprovincii vnitřních západních Karpat. Vnitřní západní Karpaty náleží provincii západní Karpaty, která se nachází v Karpatské podsoustavě náležící Alpsko- Himálájské soustavě (Mištera a kol. 1985).

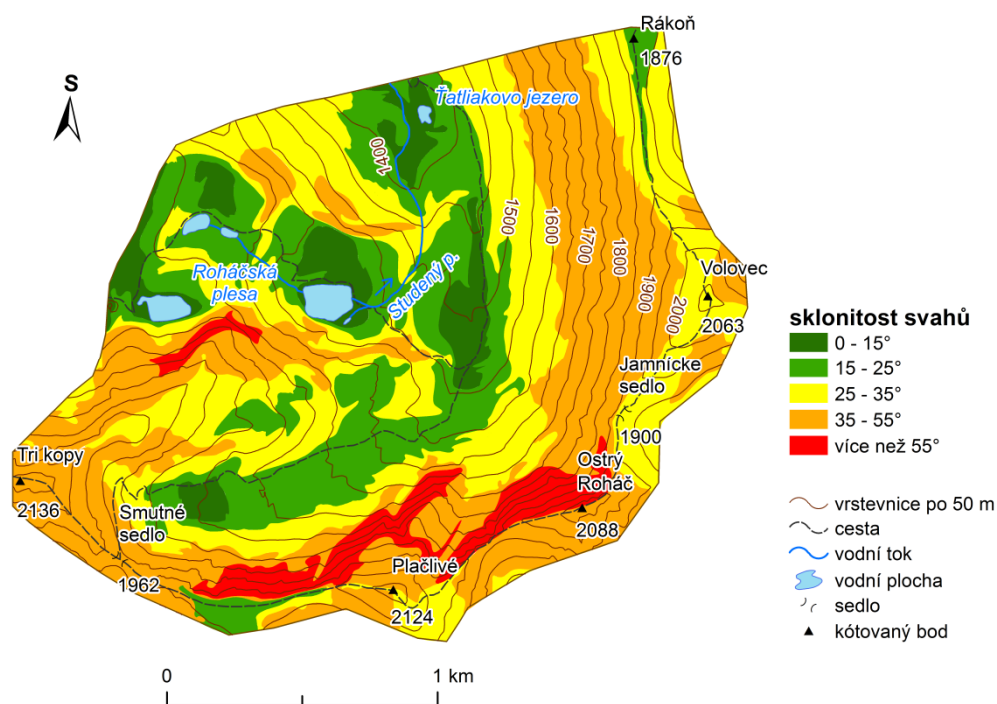
Smutná dolina je vymezena částí hlavního hřebene Západních Tater s vybíhajícími rozsochami. Největší rozsocha vybíhá severním směrem od Plačlivého. Na hlavním hřebeni se nachází několik vrcholů, jejichž výška přesahuje 2000 m n. m. (např. nejvyšší Tri Kopy 2136 m n. m., dále Plačlivé 2124,5 m n. m. nebo Ostrý Roháč 2087,5 m n. m.). Nejnižší částí Smutné doliny je oblast okolo Ťatliakova jezera, nacházející se v nadmořské výšce 1360 m n. m. Od nejvyššího vrcholu Troch Kop dochází směrem k jihovýchodu k poklesu hřebene až do Smutného sedla, jež dosahuje nadmořské výšky 1962,5 m n. m. Odtud se hřeben zvedá, až opět přesahuje výšku 2000 m.

Svahy doliny, jsou pokryty sutinami, místy s rozsáhlými sutinovými kužely a osypy, zejména v oblasti Plačlivého a Ostrého Roháče. Svahy jsou místy členěny kamenitými proudy, zejména mezi Volovcem a Rákoněm (Nemčok 1982).

Dno doliny dosahuje sklonu menšího než 15°, zejména v nejnižší části doliny, v okolí Ťatliakova jezera a v oblasti pod přilehlými Roháčskými plesy (viz Obr. 3). Nejnižší sklon povrchu najdeme v okolí Roháčských ples, kde se nachází rovinatý terén se sklonem nižším než 2°. Výrazněji jsou v dolině zastoupeny příkře skloněné plochy (15°-25°), nacházející se zejména po celé délce dna doliny, v okolí Roháčských ples nebo v menších vrcholových oblastech poblíž Rákoně nebo mezi Smutným sedlem a Plačlivým. S přibývajícím nadmořskou výškou příkře skloněné plochy přecházejí do velmi příkře skloněných ploch (25°-35°) až srázů se sklonem 35°-55°, které jsou v dolině zastoupeny zejména v nadmořských výškách nad cca 1600 m na západním svahu mezi Ostrým Roháčem a Rákoněm, dále na východním svahu rozsochy Plačlivého nebo v hřebenové oblasti od Smutného sedla až po okolí Troch kop. Stěny s nejvyšším sklonem (převyšujícím 55°) se nacházejí zejména pod vrcholem Ostrého Roháče a dále pokračují směrem

k Plačlivému, kde se dále vyskytují zejména na severozápadním svahu rozsochy vybíhající od Plačlivého a pod hřebenem směrem od Plačlivého na západ. Dále tohoto sklonu místy dosahuje i svah směřující k Roháčským plesům.

**Obr. 3:** Sklonitost povrchů ve Smutné dolině

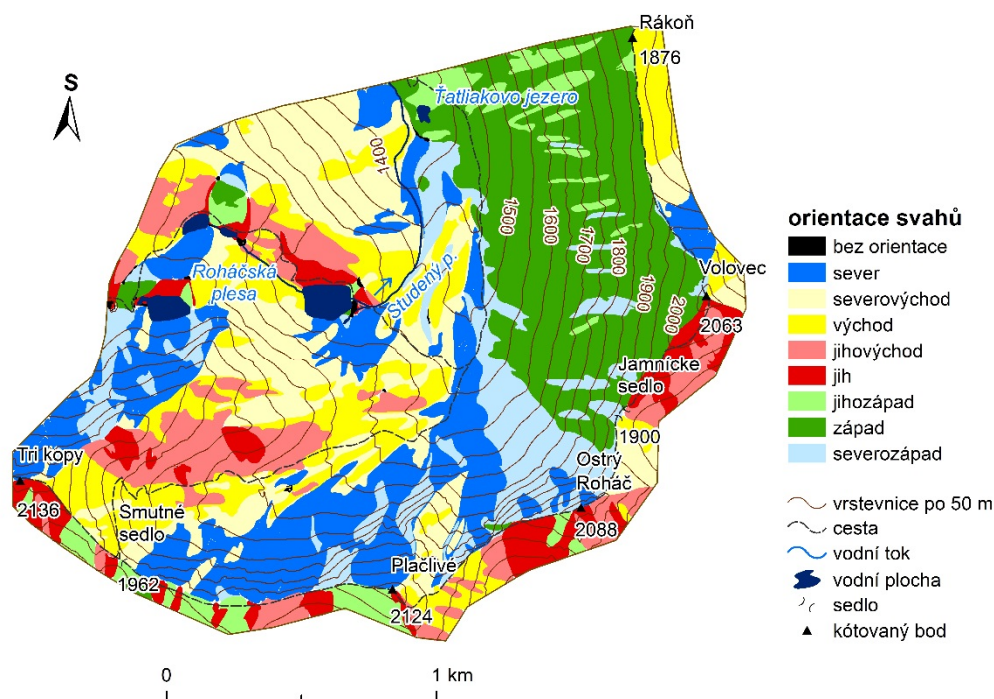


**Zdroj:** vlastní zpracování

V oblasti Smutné doliny je nejvíce zastoupena severovýchodní orientace svahů, která se nachází především na svahu od Roháčských ples směrem k Ťatliakovu jezeru nebo na svahu směřujícím k Roháčským plesům (viz Obr. 4). Dále je zde často zastoupena západní orientace, zejména na svahu v oblasti od Ostrého Roháče po Rákoň. Izolovaná místa se západní orientací dále najdeme pouze v oblasti Roháčských ples. Nejnížší zastoupení mají zejména jižní a jihozápadní svahy. Jižní orientaci najdeme pouze na několika menších oblastech poblíž Roháčských ples nebo na svahu vybíhajícím severovýchodním směrem od Třech kop. Plochy bez orientace mají v oblasti velmi nízké zastoupení, izolované

plochy se vyskytují zejména v oblasti Roháčských ples nebo ve velmi malých izolovaných oblastech na dně doliny.

**Obr. 4:** Orientace povrchů ve Smutné dolině



**Zdroj:** vlastní zpracování

### 3.3 Klima

Přibližně polovinu dní v roce je počasí Tater ovlivňováno regionálními cyklonálními situacemi projevujícími se především od února do dubna (Niedzwiedz 1981, 1987, cit. v Niedzwiedz 1992). Nejvýznamnějším cyklonálním typem je západní cyklonální situace (Wc), projevující se zejména v zimním období (Konček 1974). Anticyklonální situace ovlivňuje počasí především v lednu a od července do října (Niedzwiedz 1992)

Počasí Tater dále může ovlivňovat několik vzduchových hmot, největší vliv má zejména polární oceánská vzduchová hmota, která se projevuje během 65 % dní v roce s maximem v listopadu a červnu, minimem v březnu a září. Proudící vzduch je vlhký, labilně zvrstvený a v nižších nadmořských výškách méně chladný. Méně často (cca během 20 % dní v roce) se v oblasti Tater projevuje

působení studených a suchých, stabilně zvrstvených polárních kontinentálních vzduchových hmot. Arktický a tropický vzduch se v oblasti Tater projevuje nejméně (Niedzwiedz 1992). O celkovém charakteru klimatu ovšem rozhodují regionální faktory, které jsou značně proměnlivé (Šamaj 2010).

Na teplotní poměry má vliv zejména nadmořská výška a orientace svahů. Průměrná roční teplota vzduchu v nadmořské výšce cca 850 m n. m. dosahuje na severně orientovaných svazích hodnoty 6°C, na jižních svazích 8°C (Hess 1996, cit. v Gadek a Leszkiewicz 2012). Ovšem Makos a kol. (2014) uvádí, že teplotní data naměřená během jednoho z nejteplejších období 20. století (1990-2000) ukazují na téměř rovnoměrné rozložení průměrných teplot na severní a jižní straně pohoří, pouze s nepatně vyššími hodnotami (o 0,5°C) na jižní straně pohoří. Významný vliv na teplotní poměry má také tvar reliéfu. U konkávních tvarů, jako např. údolí nebo kotlina, je průměrná teplota o 1°C nižší než u konvexních tvarů (např. horský hřeben), měřených ve stejné nadmořské výšce (Niedzwiedz 1992).

Převážná část srážkových úhrnů souvisí s přechody front, pohybujících se nejčastěji od severozápadu až západu. Srážkové úhrny závisí především na nadmořské výšce a orientaci svahu vůči proudění přinášejícímu srážky (v tomto případě vůči proudění od Atlantského oceánu). Svahy orientované západně až severně jsou bohatší na srážky (až o 40 %) než svahy jižní nebo východní ve stejné nadmořské výšce (Konček 1974; Makos a kol. 2014). Maximální úhrny srážek, které dosahují 1600-1900 mm, jsou naměřeny na severně orientovaných svazích pohoří, v nadmořských výškách 1400-2000 m n. m. Nejvyšší měsíční srážkové úhrny jsou zaznamenány v létě, zejména v červnu a červenci, kdy dosahují 240-260 mm a 220-250 mm (Niedzwiedz 1992). V zimě, především v únoru, jsou srážkové úhrny nejnižší. Jarní srážky jsou zpravidla vyšší, díky rychlému střídání povětrnostních situací a uplatňování vlivu tlakových níží od Jadranského moře, ve srovnání se srážkami během podzimu, kdy převládá stabilnější charakter počasí (Konček 1974). Sněhová pokrývka na hřebenech dosahuje největší mocnosti v druhé polovině března, na některých místech může přesahovat až 3 m. Z klimatologického hlediska podle Končeka (1974), patří oblast Smutné doliny, stejně jako většina vrcholových oblastí pohoří, do studeného horského okrsku C<sub>3</sub>,

charakterizovaného průměrnou červencovou teplotou nižší než 10°C a vysokou vlhkostí.

### **3.4 Půdy**

Nad horní hranicí lesa (v subalpínském stupni) jsou nejvíce zastoupené podzoly, vyskytující se na minerálně slabých horninách. (Midriak 1983). V převážné části Smutné doliny se nacházejí především litozemě silikátové modální a rankery, nacházející se na substrátu tvořeném zvětralinami kyselých hornin<sup>2</sup>. Jedná se o půdy málo vyvinuté a mělké (s hloubkou do 10 cm), značně skeletovité a kyselé (pH<4,5) (Mičian 1986).

### **3.5 Fytogeografické poměry**

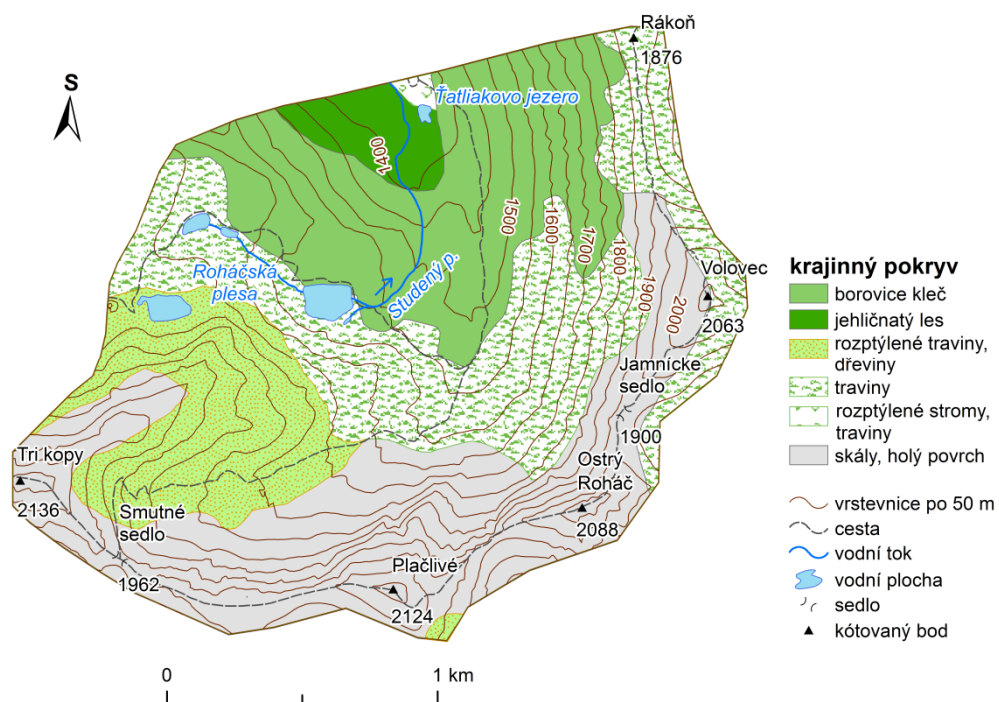
Plesník (2002) zařazuje Západní Tatry z hlediska fytogeograficko-vegetačního členění do jehličnaté zóny. V zájmové oblasti se uplatňuje výšková stupňovitost vegetace a geologický substrát (krystalinikum). Ve vyšších polohách se vyskytují charakteristické smrčiny, nad hranicí lesa jsou typické kosodřeviny a horské vysokostébelnaté traviny, v nejvyšších oblastech nízkotravinné prostory s kvetoucími bylinami (Havrlant 1979). Smutná dolina z hlediska potenciální přirozené vegetace patří mezi subalpínská kosodřevinová společenstva na kyselých substrátech, kde se vyskytuje např. borovice kleč (*Pinus mugo*).

Průměrná výška horní hranice lesa se pohybuje okolo 1500 m (Zasadni a Kľapyta 2009). Výška horní hranice lesa je narušována lidskou činností, kdy vlivem zakládání pastvin došlo ke snižování hranice lesa (Kňazovický 1970). Ve Smutné dolině najdeme souvislý lesní porost jen v její nejnižší části – v okolí Ťatliakova jezera, kde zasahuje do nadmořské výšky cca 1400 – 1500 m n. m (viz Obr. 5). S přibývajícím nadmořskou výškou se lesní porost mění na nízké porosty borovice kleče, která je vystřídána travinatými porosty.

---

<sup>2</sup> Údaj z Atlasu krajiny Slovenskej republiky (Enviroportál), dostupné z: <http://globus.sazp.sk/atlassr/> [cit. 14. 7.2015]

**Obr. 5:** Krajinový pokryv Smutné doliny



**Zdroj:** CORINE Land cover (2012), vlastní zpracování

## 4 PROBLEMATIKA MUR

### 4.1 Charakteristika mur

Mury představují rychle se pohybující úlomky hornin a kašovité, vodou nasycené základní hmoty, jež při pohybu po svahu dolů erodují své podloží (Kachlík 2011). Sutiny<sup>3</sup> se zpravidla pohybují již existujícími rýhami nebo stržemi, nacházejícími se na svahu (Busslinger 2010). Jejich pohyb po svahu dolů je vlivem gravitace podobný pohybu souvislé kapaliny (Takahashi 2007). Pohyb se vyznačuje velmi vysokou rychlostí, která dosahuje v extrémních případech až 80 m/s (Turnbull a kol. 2014) a značnou kinetickou energií s ničivými následky (Pilous 1973). Obecně tyto pohyby vznikají na svazích se sklonem 20 – 45° (Hungar a kol. 2005). K murám dochází opakovaně ve shodných drahách, např. Pilous (1973) hovoří o určitém koloběhu vzniku mur, kdy dochází ke střídání obnažování skalního podloží během pádu mury a opětovnému obnovení vrstvy zvětraliny, humusu a půdy na skalním podloží, které může trvat řádově několik desetiletí. Opakování mur ve shodných drahách v řádech desetiletí až století naznačuje také morfologie akumulací a vegetace nacházející se na murami tvořených suťových kuželech (Rapp a Niberg 1981). Většina mur vzniká jako mělký sesuv sutin (debris slide), vyvolaný zvýšeným pórovým tlakem<sup>4</sup> (Iverson 1997) který se může postupně transformovat v sutinovou lavinu (debris avalanche). Sutinová lavina může dále pokračovat strmou svahovou rýhou v podobě mury (Hungar 2005), až skončí pomalým zpevněním materiálu v sutinových kuželech pod stržemi a svahovými rýhami (Iverson 1997).

---

<sup>3</sup> Nesoudržený a netříděný materiál nízké plasticity, vznikající např. svahovými pohyby, zvětráváním nebo lidskou činností. Jedná se o směs písku, štěrku nebo balvanů a různého poměru bahna a hlíny, dále obsahuje organický materiál, např. kmeny stromů nebo zbytky vegetace (Hungar a kol. 2001, cit v Hungar 2005).

<sup>4</sup> Pórový tlak je tlak uvnitř pórové vody (voda vyplňující půdní póry). Jeho velikost závisí na hloubce hladiny podzemní vody a na podmínkách proudění. V suché půdě je pórový tlak nulový. s přibývajícím srážkami se zvyšuje.



## **4.2 Příčiny vzniku mur**

Nejčastější příčinou vzniku mur jsou intenzivní dešťové srážky, ovšem důležitou roli hrají i další faktory, např. tání sněhové pokrývky (Rickenmann 1999) a zvýšený pórový tlak (Innes 1983), ke kterému dochází po nasycení sutin, které se tak stanou nestabilními (Takahashi 1978; cit. v Innes 1983). Často může být mura vyvolána také sesuvem půdy, který svým pohybem zapříčiní další rozrušení povrchu vedoucí k vytvoření mury (Hungar 2005). Srážky, zejména ve chvíli jejich nejvyšší intenzity, jsou nejdůležitější příčinou vzniku mur (Innes 1983). Intenzivní srážky, spolu s rychlým táním sněhu, zařazujeme mezi tzv. primární klimatické faktory, které přímo ovlivňují vznik mur. Mezi sekundární klimatické faktory se řadí srážky nebo tání sněhu, ke kterým došlo za určité období předcházející vzniku mury (Wieczorek a Glade 2005), často se vyhodnocují srážky za předešlé 2, 7, 15 nebo 30 dní (Wieczorek a Sarmiento 1988; cit. v Wieczorek a Glade 2005). Významnou podmínkou je také přítomnost dostatečně mocné vrstvy sedimentů na svahu a uvnitř svahové rýhy a dostatečný sklon svahu, který umožní srážkám určité intenzity danou vrstvu sedimentů uvolnit (Welsh a Davies 2011). Kromě nasyceného povrchu je potřeba dostatečné množství přeměněné gravitační energie na pohybovou energii, která vyvolá pohyb sutin v podobě proudu (Iverson 1997).

## **4.3 Klasifikace mur**

Mury mohou být klasifikovány na základě příčin vzniku, morfologie a obecné charakteristiky proudění (např. procentuální zastoupení vody a sutin) (Harvey 1969, cit. v Innes 1983) nebo na základě objemu materiálu, kulminačního průtoku a velikosti oblasti zasažené sutinami (Jakob a Hungar 2005). Velmi důležitým parametrem všech svahových procesů je rychlost pohybu uvolněného materiálu (Hungar 2005). Podle rychlostní klasifikace svahových procesů, navržené Varnesem (1978, cit. v Hungar 2005) a Crudenem a Varnesem (1996, cit. v Hungar 2005), spadá většina mur mezi extrémně rychlé pohyby (Hungar 2005). Na základě materiálového složení Hungar a kol. (2001, cit. v Hungar 2005), navrhl několik druhů sesuvů proudového typu – mury, unášející jemné částice i větší balvany (Welsh a Davies 2011), bahnotoky (mudflow) s vysokým obsahem vody, dále velmi rychlý suťový příval (debris flood), proudící stržemi rychlostí pohybu přívalu vody

a mělkou sutinovou lavinu (debris avalanche), která není vázána na již existující svahové rokle či strže (Busslinger 2010).

Další možností klasifikace mur je jejich rozdělení podle Brundsena (1973, cit. v Hungr 2005) podle měřítka a charakteru zdrojové zóny na katastrofické mury, lahary a proudy na horských svazích (hillslope flows) a suťové proudy omezené na údolí (valley-confined flow). Katastrofické mury vznikají následkem události velkého měřítka, protržením kráterového jezera nebo vulkanické erupce. Zvláštním případem mur je lahar, který se skládá ze směsi sutin, bláta a vody pohybující se po svazích sopek, které byly v nedávné době aktivní (Innes 1983).

Dalším způsobem rozdělení mur je sovětská typologie podle Bogoljubova a kol. (1957) používaná i v České republice a na Slovensku, která rozděluje mury na strukturní a turbulentní. Ve strukturních murách není hlavním transportním prostředkem voda, ale gravitační pohyb. Na počátku se vyznačují velmi pomalým pohybem (plížením), který se po rozrušení strukturních vazeb materiálu výrazně zrychluje. Turbulentní mury mají charakteristický poměr vody a sutinového materiálu 1 : 1, hlavním transportním procesem je tedy vodní proud. Tento typ mur je vázán na velehorské oblasti (Tatry nebo Alpy), zatímco ke strukturním murám dochází spíše ve středohorských podmínkách, panujících např. v Krkonoších (Pilous 1973).

Dalším způsobem klasifikace proudových pohybů je jejich rozdělení podle objemu unášeného materiálu. Innes (1983) vymezil na základě literatury čtyři kategorie – proudové pohyby velkého, středního, malého a mikro měřítka. Proudové pohyby velkého měřítka byly definovány již Piersonem (1980, cit. v Innes 1983). Objem unášeného materiálu v tomto případě překračuje 100 000 m<sup>3</sup>, v případě středního měřítka se objem materiálu pohybuje od 100 000 m<sup>3</sup> do 1000 m<sup>3</sup>, malé měřítko dosahuje objemu 1 – 1000 m<sup>3</sup> a mikro měřítko pouze objemu menšího než 1 m<sup>3</sup>. Shrnutí klasifikací proudových pohybů je zobrazeno v Tab. 1.

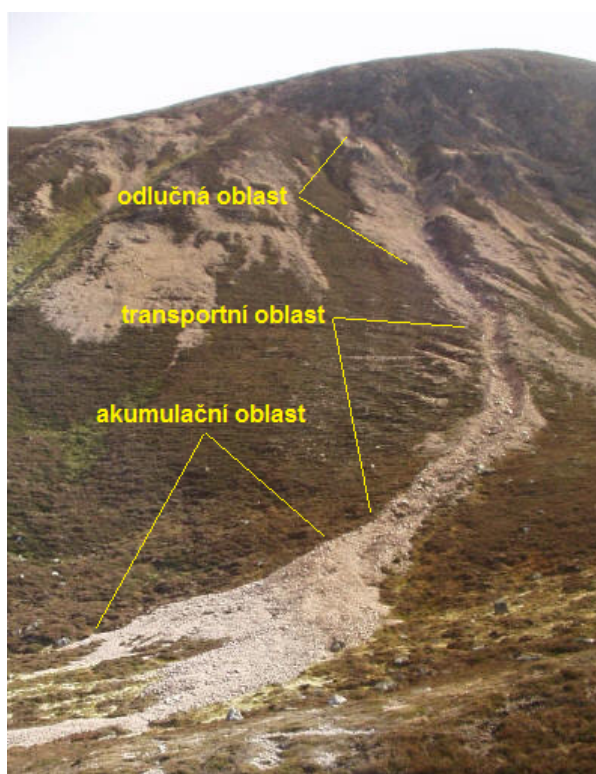
**Tab. 1: Přehled klasifikace proudových pohybů**

Autor	Název	Název angl.	Informace
BOGOLJUBOV (1957)	strukturní mura		transport - pomocí gravitace
	turbulentní mura		transport - pomocí vody
BRUNDSSEN (1979)	katastrofická mura	cathastrophic flow	vznik - katastrofická událost
	lahar	lahar	výskyt - sopečné kužele
	proudy na horských svazích	hillslope flows	
	údolní suťové proudy	valley confined flow	
INNES (1983)	proud velkého měřítka	largescale flow	> 100000 m <sup>3</sup>
	proud středního měřítka	mediumscale flow	1000 - 100000 m <sup>3</sup>
	proud malého měřítka	smallscale flow	1 - 1000 m <sup>3</sup>
	proud mikro měřítka	microscale flow	< 1 m <sup>3</sup>
HUNGR a kol. (2001)	mura	debris flow	jemný materiál, balvany
	bahnotok	mud flow	voda, jemnější částice
	suťový příval	debris flood	voda, sutiny
	suťová lavina	debris avalanche	zvodnělý jemný, hrubý materiál

#### 4.4 Morfologie mur

Typická murová dráha se skládá z několika částí (zón) – odlučné zóny (zóny inicializace), transportní a akumulární zóny (viz Obr. 6). Odlučná zóna je zpravidla svahová porucha, nacházející se zejména na svazích roklí, strží nebo strmých skalních stěnách (Hungar 2005). Tato porucha může mít podle Pilouse (1973) plošný charakter nebo podobu amfiteátru. Amfiteátrová odlučná zóna je charakteristická větší mocností odtržené zvětraliny se strmými až svislými okraji vytvářejícími půlkruhový amfiteátr. V případě plošného typu se jedná o odtržení pouze tenké povrchové vrstvy zvětraliny s nízkým a nevýrazným okrajem. Obecně se odlučná zóna nachází na svazích se sklonem 20 – 45°. Svahy s nižším sklonem nemají dostatek potenciální energie k vyvolání sesuvů a naopak svahy strmější než 45° již obvykle bývají pokryty pouze tenkou vrstvou zvětraliny, aby došlo k jejímu sesuvu.

**Obr. 6:** Murová dráha s vyznačenými oblastmi

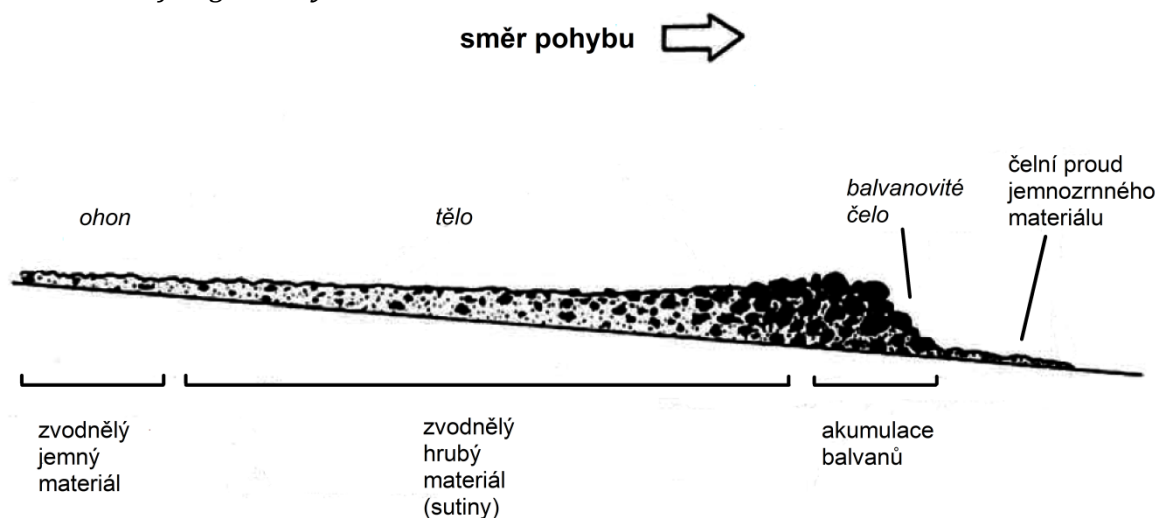


**Zdroj:** Landforms (2015), upraveno

Transportní zóna je střední částí mury (se sklonem často převyšujícím  $10^\circ$ ), zpravidla se také jedná o strž nebo svahovou rokli, kudy proudí pohybující se materiál mury. Často se skládá z odolného skalního podloží a méně odolných, zvětralinou tvořených postranních částí (Hungar 2005). V transportní zóně může dojít k vytvoření dvou typů akumulčních tvarů. Prvním typem jsou postranní valy (tzv. levées), nacházející se často po celé délce murové dráhy (Innes 1983), jejichž jádro se skládá ze zvodnělé směsi jílu a siltu, s balvany nacházejícími se na povrchu valu (Sharp 1942, cit. v Innes 1983). Druhým typem akumulčních tvarů jsou valy vytvořené na čele mury (Innes 1983). Tento materiál je pouze slabě vytríděn (Naylor 1980, cit. v Innes 1983). Hrubší materiál je unášen na čele a po stranách mury (což vede k vytvoření valů) (Turnbull a kol. 2014), jemnější materiál se nachází ve střední části sutinového proudu a nejjemnější částice a nejvíce vodou nasycený materiál najdeme v samotném závěru proudu – ohonu (viz Obr. 7) (Hungar 2005). V určitých případech může po vytvoření čelního balvanovitého valu dojít k zastavení pohybu mury a zvýšení hladiny za čelním valem a následnému oživení pohybu po provalení valu (Pilous 1973). Tento proces vede k vytvoření

výrazného vlnovitého pohybu mur, kdy dochází ke střídání postupu materiálu na čele mury s prouděním vody. Mura se může skládat z jedné nebo mnoha následných vln (Hungr 2005), které mohou dosáhnout stejné úrovně, jako vlny předešlé nebo jejich délku překonat (Turnbull a kol. 2014). Akumulační zóna (s výrazným snížením sklonitosti) se zpravidla nachází v již existujícím náplavovém nebo sutinovém kuželi (Hungr 2005), kde dochází ke třídění materiálu. U ústí murové dráhy do sutinového kužele hrubý materiál vytváří mocné sedimenty, v okrajových částech se akumulují méně mocné vrstvy jemného naplaveného materiálu, nejdále postupuje jemný zvodnělý materiál, který může pokračovat dále systémem koryt a zářezů v podobě sutinového přívalu (Hungr 2005). Podle Pilouse (1973) se mohou v akumulační zóně mury vytvářet tvary různých podob, například jazykové akumulace (protáhlého tvaru s delší podélnou osou), bočníkovité (obě osy jsou stejně dlouhé) nebo suťovité elevace s velkým plošným rozsahem nebo valovité akumulace.

**Obr. 7:** Morfologie mury



**Zdroj:** Pierson (1986), cit. v Hungr (2007), upraveno

## 5 Definice modelů pro výpočet prahových hodnot

Prahovou hodnotou je minimum nebo maximum určité veličiny, které je potřebné k vyvolání daného jevu (White a kol.; cit. v Guzzetti a kol. 2007). Hodnoty daného jevu nižší než minimální prahová hodnota nevyvolají svahové procesy, naopak hodnoty překračující maximální prahovou hodnotu povedou ke vzniku svahového procesu (Glade 2000). V případě svahových procesů, jejichž příčinou jsou dešťové srážky, prahové hodnoty určují např. množství srážek, půdní vlhkost nebo hydrologické podmínky, po jejichž překročení bude pravděpodobně svahový proces vyvolán (Guzzetti a kol. 2007). Existují dva základní způsoby definice prahových hodnot – fyzikální nebo empirický model. Fyzikální model zahrnuje proces vzniku svahového procesu a koncepční postup, zatímco empirický model vychází z historických nebo statistických dat (Corominas 2000; Crosta a Frattini 2001; Aleotti 2004; Wieczorek a Glade 2005, cit. v Guzzetti a kol. 2007).

Fyzikální model vyžaduje detailní hydrologické, litologické, morfologické a půdní charakteristiky, které ovlivňují vznik sesuvů (Guzzetti a kol. 2007). Pomocí tohoto modelu lze určit množství srážek potřebné ke vzniku svahových poruch, předpokládané místo nebo čas sesuvu (Kanungo a Sharma 2014). Model založený na procesu vzniku zahrnuje infiltrační modely, např. tzv. prosakující barel, přechodový pístovo-proudový model nebo přechodový difúzní model. Prosakující barel je směrem shora plněn určitým množstvím vody, zatímco dochází ke ztrátám vody prosakováním hlouběji (Wilson 1989, cit. v Wieczorek a Glade 2007). Střídání plnění vodou a prosakování ovlivňuje akumulaci vody v půdě a vytváření pórového tlaku, vedoucího k vyšší nestabilitě svahů (Wilson a Wieczorek 1995, cit. v Guzzetti a kol. 2007). Mezi koncepční modely patří model využívající množství půdní vody za určité předešlé časové období (ASWS). Model odhaduje denní půdní vlhkost (Guzzetti a kol. 2007), zahrnující dešťové srážky za určité předešlé období a odtok vody, další ztráty vody vlivem evapotranspirace a schopnosti zvětralin zadržovat vodu (Wieczorek a Glade 2005).

Empirické modely výpočtu prahových hodnot jsou založeny na studiu dešťových srážek, které vyvolaly svahový proces (Guzzetti a kol. 2007). Modely se dále dělí podle velikosti území na globální, regionální a lokální a dále podle charakteru srážkových dat (měření pro konkrétní události nebo srážky předcházející dané události) (Kanungo a Sharma 2014). Globální prahové hodnoty

jsou nezávislé na morfologických a litologických podmínkách, i na způsobu využití půdy, platí obecně a celosvětově, na rozdíl od regionálních prahových hodnot, které jsou omezeny na oblasti několika tisíc čtverečních kilometrů s podobnými meteorologickými, klimatickými a půdními podmínkami. Lokální prahové hodnoty platí pro řádově několik stovek čtverečních kilometrů se shodnými klimatickými a geomorfologickými podmínkami (Guzzetti et al. 2008).

Modely, vztahující se ke konkrétním událostem, se rozdělují do čtyř skupin - na modely založené na trvání a intenzitě srážek (intensity-duration), prahové hodnoty vycházející z celkových srážek během dané události (total event rainfall), dále prahové hodnoty trvání srážek během určité události (rainfall event-duration) a prahové hodnoty na základě intenzity srážek během sledované události (rainfall event-intensity) (Guzzetti a kol. 2007).

Prahové hodnoty vycházející z trvání a intenzity srážek jsou nejčastěji využívaným modelem. Dají se vyjádřit limitní křivkou v obecném tvaru:

$$I = c + \alpha \times D^{\beta},$$

kde  $I$  značí průměrnou intenzitu srážek (mm/h),  $D$  je doba trvání srážek (h),  $\alpha$  a  $\beta$  jsou parametry,  $c$  je číslo větší než 0 (Guzzetti a kol. 2007). Nel Caine (1980) jako první navrhl celosvětově platnou formu tohoto modelu ve tvaru:

$$I = 14,82 D^{-0,39}$$

V tomto případě, když intenzita  $I > 14,82 D^{-0,39}$ , pravděpodobně dojde ke svažovému procesu (Innes 1983). Nejlépe je tento tento model platný pro dobu trvání dešťových srážek od 10 - ti minut do 10 - ti dní. Tato konkrétní podoba předpisu limitní křivky byla navržena na základě publikovaných intenzit dešťových srážek a jejich délky trvání v případech, kdy došlo ke vzniku sesuvu půdy (Caine 1980). Podobným způsobem byly navrženy prahové hodnoty pro různé klimatické oblasti, geologické podmínky a různé řádovostní úrovně (globální, regionální nebo lokální), na kterých mají specifickou podobu (Wieczorek a Guzzetti 1999).

Na základě celkového množství srážek naměřeného během dané události, kdy došlo ke vzniku sesuvu, bylo odvozeno několik dalších modelů, využívajících denní srážky, srážky za určité období předcházející vzniku sesuvu a dále kumulativní srážky dané události, které jsou definovány opět pro konkrétní oblasti a různé řádovostní úrovně (Guzzetti a kol. 2007).

Model využívající trvání srážek během určité události zahrnuje celkové srážky naměřené během určité události, včetně kumulativních srážek a kritických srážek (Guzzetti a kol. 2007). Podobně, jako v předchozích případech, jsou jednotlivé prahové hodnoty navrženy pro konkrétní oblasti různého rozsahu. Bylo navrženo několik globálních prahových hodnot, např. Innes (1983) navrhl výpočet podle vztahu:

$$E = 4,93 \times D^{0,504},$$

kde E značí celkové množství srážek během sledované události (v mm) a D udává dobu trvání srážek v hodinách. Tento vztah platí pro dobu trvání srážek v rozmezí 0,1 h a 100 h (Guzzetti a kol. 2007). Další, celosvětově platnou prahovou hodnotu navrhl Caine (1980) ve tvaru:

$$E = 14,82 \times D^{0,61},$$

platnou pro dobu trvání srážek od 0,167 h do 500 h (Guzzetti a kol. 2007). Dále bylo navrženo několik způsobů výpočtu prahových hodnot pro konkrétní oblasti, např. Havajské ostrovy, určité části Alp nebo různé oblasti Itálie. Poslední z prahových hodnot, odvozených ze srážkových měření pro konkrétní událost, vychází ze srážek naměřených během určité události a jejich intenzity.

Celkové srážky za určité časové období před danou událostí značně ovlivňují hladinu podzemních vod a půdní vlhkost. Na základě těchto charakteristik lze následně určit, kdy je vyšší pravděpodobnost výskytu svahového procesu (Guzzetti a kol. 2007). Nejčastěji se při výpočtech používají srážky za předešlé 3, 4, 10 nebo 15 dní (Kanungo a Sharma 2014).

Statistická metoda  $4\sigma$  je odlišná od ostatních používaných metod, využívá stanovení relativní prahové hodnoty, namísto absolutní. Směrodatná odchylka



představuje parametr, který umožňuje stanovit relativně extrémní hodnoty. Tato prahová hodnota je definována jako hladina  $4\sigma$  kumulovaných srážek za tři po sobě následující dny (Rebetez a kol. 1997)

## 6 METODIKA

Bylo provedeno zpracování srážkových dat naměřených na šesti vybraných srážkoměrných stanicích v blízkém i vzdálenějším okolí místa vzniku mury a následný výpočet prahových hodnot úhrnů srážek pro vznik mury ze dne 15. 5. 2014. Srážková data byla analyzována od počátku klimatologické zimy (prosince 2013) až po měsíc květen 2014, kdy došlo ke vzniku mury. Pro stanovení prahové hodnoty byla zvolena statistická metoda  $4\sigma$  pro kumulované srážky třech po sobě následujících dní. Dále byly použity globální a vybraný lokální model založený na době trvání srážek během období vzniku mury (global a regional event-duration model), následně byly zjištěny srážkové úhrny za určitá časová období a byly porovnány s lokálními a regionálními modely stanovenými pro určité oblasti v Evropě (regional a local event precipitation model). Pro zjištění srážkových úhrnů ve sledované oblasti za určitá časová období, byla využita data ze stanice Zuberec-Zverovka. Následně bylo provedeno terénní geomorfologické mapování mury ve Smutné dolině pomocí GPS. V rámci geomorfologického mapování bylo dále provedeno měření velikosti akumulčních valů a murou transportovaných bloků. Poté byla vytvořena geomorfologická mapa. Jako podkladová vrstva mapy mury byla zvolena vektorová vrstva vyjadřující 7 kategorií sklonitosti reliéfu. Mapa se odlišuje od přehledové mapy sklonitosti svahů pro oblast Smutné doliny, kde bylo použito jen pět kategorií. Kategorie nejnižšího sklonu ( $0 - 2^\circ$ ,  $2 - 5^\circ$  a  $5 - 15^\circ$ ) byly sloučeny do třídy  $0 - 15^\circ$ . Oblasti s nejnižším sklonem se vyskytují jen v malých izolovaných částech doliny a při vytváření sklonitostní mapy celé doliny byly generalizovány.

## 6.1 Použitá meteorologická data

K vyhodnocení srážkových poměrů v zájmovém území a odvození hodnot srážkových úhrnů podle vybraných modelů, byla použita data z pěti srážkoměrných stanic, nacházejících se v okolí Smutné doliny (viz Tab. 2). Dále byla použita data ze stanice Lomnický štít, protože tato data lépe vystihují podmínky, jež panují ve Smutné dolině.

**Tab. 2:** Přehled vybraných srážkoměrných stanic

Stanice	Indikativ	(s.š.)	(v.d.)	Nadm. výška (m n. m.)	Vzdál. od zájm. obl. (km)
Zuberec-Zverovka	23120	49°14'59"	19°42'42"	1 030	5,8
Vitanová-Oravice	23060	49°16'57"	19°45'26"	853	8,7
Zuberec	23140	49°15'38"	19°37'18"	763	11,3
Podbanské	20220	49°08'24"	19°54'38"	972	13,6
Huty	21180	49°13'08"	19°33'54"	808	13,6
Lomnický štít	12100	49°11'43"	20°12'54"	2 635	33,5

**Zdroj:** SHMÚ, vlastní zpravocání

V případě většiny stanic se jedná o neautomatické srážkoměry typu Metra (viz Obr. 8). Měření na stanicích se provádí denně v 7:00 hod ráno. Pouze stanice Huty a Zuberec jsou automatické srážkoměrné stanice (APS), zaznamenávající aktuální data, která jsou automaticky přenášena do počítače.

**Obr. 8:** Srážkoměrná stanice Zuberec-Zverovka se srážkoměrem typu Metra

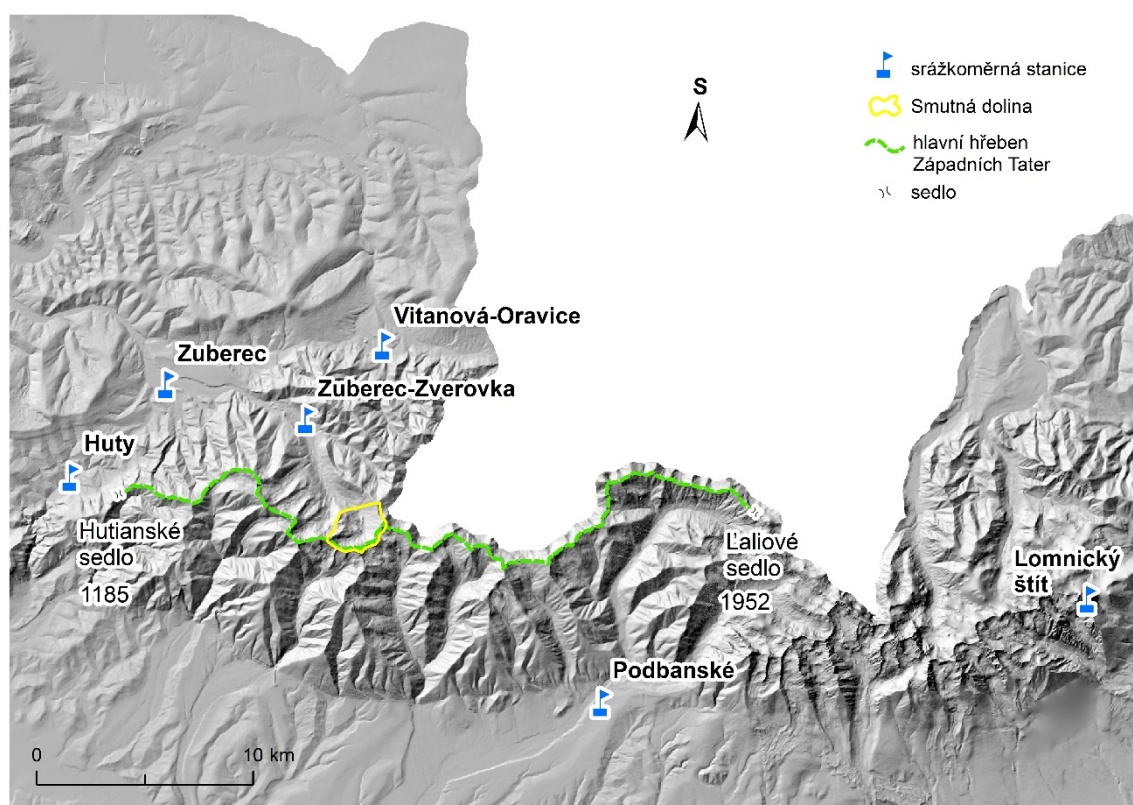


**Zdroj:** Vlastní fotografie autorky

Nejblíže zájmové oblasti, ve vzdálenosti necelých 6 km severozápadním směrem, se nachází srážkoměrná stanice Zuberec-Zverovka. Z vybraných stanic v blízkosti Smutné doliny, se nachází v nejvyšší nadmořské výšce 1030 m n. m., čemuž odpovídají i nejvyšší naměřené dlouhodobé průměry srážkových úhrnů za období let 1985-2014. Stanice leží severně od hlavního hřebene Tater, poblíž chaty Zverovka v Roháčské dolině (viz Obr. 9). Druhou nejblížší stanicí, nacházející se téměř 9 km od zájmové oblasti, je stanice Vitanová-Oravice. Nachází se severně od hlavního tatranského hřebene v nadmořské výšce 853 m n. m. Na severní straně hlavního hřebene Západních Tater dále leží stanice Zuberec, vzdálená přibližně 11 km a dále stanice Huty. Jako jediná na jižním úpatí Tater v nadmořské výšce 972 m. n. m. leží srážkoměrná stanice Podbanské.

Pro zhodnocení podmínek před vznikem mury byly použity denní srážkové úhrny, měřené od 7:00 hod do 7:00 hod následujícího dne (ZR77). Dále byla využita také data o výšce sněhové pokrývky (SPC) a nové sněhové pokrývky za 24 hodin (SP77). Tyto údaje byly poskytnuty Slovenským hydrometeorologickým ústavem. Odvozování hodnot srážkových úhrnů pomocí vybraných modelů, bylo prováděno z dat naměřených na stanic Zuberec-Zverovka. Během února 2014 ovšem zaznamenané srážkové úhrny na stanici chybí. Při výpočtu odvozené hodnoty srážkových úhrnů v období od prosince do května 2014, byl proto tento měsíc vynechán.

**Obr. 9:** Přehled vybraných srážkoměrných stanic



Zdroj: Digitální model reliéfu (GEOPORTÁL), vlastní zpracování

## 6.2 Odvození hodnot pro srovnání s prahovými hodnotami vybraných modelů

Pro odvození hodnot srážkových úhrnů byla použita statistická metoda  $4\sigma$  (Rebetez 1997). Dále byly použity dva globální modely zahrnující trvání srážek během události (Caine 1980; Innes 1983) a jeden z lokálních modelů pro oblast Portugalska (Zezere a Rodrigues 2002). Použity byly také tři lokální modely založené na množství srážek během dané události, stanovené pro oblast Kalábrie na jihu Itálie (Sorrison-Valvo a kol. 1994), dále pro území východních Pyrenejí (Corominas a Moya 1996) a model pro oblast Benátska (Pasuto a Silvano 1998). Výsledné hodnoty byly porovnány se srážkovými úhrny, naměřenými v období před vznikem mury.

Pro odvození hodnot srážkových úhrnů pomocí statistické metody  $4\sigma$  byly nejprve stanoveny třídní sumy srážkových úhrnů od 1. 12. 2013 až po den vzniku mury. Z celkového počtu třídních srážkových sum a jejich střední hodnoty, byla následně spočítána směrodatná odchylka. Pomocí podílu  $1/15\ 787$

obecně platného pro hladinu  $4\sigma$  byly spočítány hodnoty ležící mimo 4 směrodatné odchylky od průměru. Hodnota podílu platného pro  $4\sigma$  je parametrem  $\alpha$  pro výpočet 4. intervalu spolehlivosti, vycházejícího dále z hodnoty směrodatné odchylky a celkového počtu tří denních srážkových sum v datovém souboru. V případě normálního rozložení dat se uvnitř čtvrtého intervalu spolehlivosti bude nacházet 99, 993 666 % hodnot a vně pouze 0,006 334 % hodnot. Prahová hodnota pro daný datový soubor byla vypočtena pomocí součtu střední hodnoty a čtvrtého intervalu spolehlivosti.

Odvozené hodnoty z modelů založených na trvání srážek během konkrétní události byly spočítány podle dvou globálně platných modelů a lokálního modelu stanoveného pro oblast Portugalska. Pro výpočet prahových hodnot byla použita doba trvání srážek 29 h, vycházející z meteorologické situace, která předcházela vzniku mury. Podle Faška a Jána (2014) ze Slovenského hydrometeorologického ústavu, trvaly kontinuální a velmi intenzivní srážky po dobu dvou dnů – 14. a 15. 5. Těmto dnům předcházely pouze nízké srážkové úhrny (stěžejní stanice Zuberec-Zverovka 13.5. zaznamenala pouze neměřitelné množství srážek). Doba trvání kontinuálních srážek 29 h je počítána za celý den 14. 5. A pět hodin dne 15. 5. (počítaných od 7:00 hodin ráno, do kdy jsou prováděna srážková měření za předchozí den do 12:00 h). Ke vzniku mury došlo dne 15. 5. v dopoledních hodinách a celkové množství kumulativních srážek předcházejících vzniku mury byl stanoven na 135 mm za sledovaných 29 hodin.

Dále byl použit lokální model pro oblast Portugalska popsany Zezerem a Rodriguesem (2002). Model platí pro dobu trvání srážek během dané události od 0,1 dne, až do 2400 h. Nabývá tvaru:

$$E = 70 + 0,2625 \times D \quad (7)$$

Doplňkově byly použity regionální a lokální modely založené na základě srážkových úhrnech předcházejících dané události a v průběhu dané události. Výpočty byly provedeny např. podle lokálního modelu pro oblast Pyrenejí (Corominas a Moya 1996). Tento model vychází z denních srážkových úhrnů a kritickou hodnotou byla stanovena hodnota 160 – 200 mm. Dále byl použit

regionální model pro oblast Benátska (Pasuto a Silvano 1998), založený na kumulativních srážkách předcházejících dané události. Kritické hodnoty byly stanoveny pro srážkové úhrny předcházejících 15 dní (převyšující 250 mm) a denní srážky převyšující 70 mm. Následně byl použit model z oblasti Kalábrie v Itálii, který stanovuje jako prahovou hodnotu 50 ti denní srážkové úhrny převyšující 530 mm (Sorriso-Valvo a kol. 1994).

### **6.3 Terénní měření**

Mapování mury ve Smutné dolině bylo provedeno ve dnech 3. – 6. 7. 2015. K mapování bylo využito přístroje Garmin GPSmap 60CSx, kdy byly postupně zaměřovány body na stěžejních místech mury. Zaměření polohy ovšem bylo zatíženo kolísající nepřesností vyvolanou členitostí okolního terénu, proto bylo ke zvýšení přesnosti polohových měření provedeno průměrování měření polohy v daném bodě, přesto se v některých případech větší nepřesnost odstranit nepodařilo. Střední kvadratická chyba měření se pohybovala od cca 20 m do 2 – 3 m v otevřeném prostoru na dně doliny. V závěru byly v softwaru ArcGis body naměřené v souřadnicovém systému WGS 84 transformovány do systému S-JTSK/Krovak East North a byla vytvořena geomorfologická mapa mury.

Dalším ze sledovaných prvků byla šířka a hloubka koryta vytvořeného murou. Tyto charakteristiky byly měřeny pomocí pásma, případně svinovacího metru, na hůře přístupných místech byl k měření použit laserový dálkoměr Stanley TLM 210. Měření šířky koryta bylo provedeno v horizontálním profilu mezi hranami vymezujícími koryto, případně mezi vrcholy podélných akumulačních valů mury. V příčném profilu (pokud měření dovozoval stav terénu) byla dále měřena hloubka koryta. Měření byla prováděna obvykle na dvou až třech místech – u okrajů a ve střední části vyhloubené brázdy. Kromě těchto základních charakteristik byla také sledována přítomnost a rozměry akumulačních valů nebo velikost unášených kamenných bloků a dalšího materiálu. Velikost bloků suťového proudu byla měřena pomocí svinovacího metru. Dále byla pomocí buzoly měřena orientace koryta suťového proudu. Přesnost všech měření je ovšem ovlivněna přístupností terénu a místy omezenými možnostmi pohybu v blízkosti stěžejních částí mury (např. odlučná zóna). S ohledem na vysoký sklon terénu (místy dosahujícím až 40°) a uvolňující se nebezpečnou suť byla měření v horní části mury, provedena jen orientačně nebo byla nepřístupná místa dokumentována

fotograficky. Koryto mury nebylo na některých místech možné rozeznat vlivem vyplnění zbytky sněhové pokrývky.



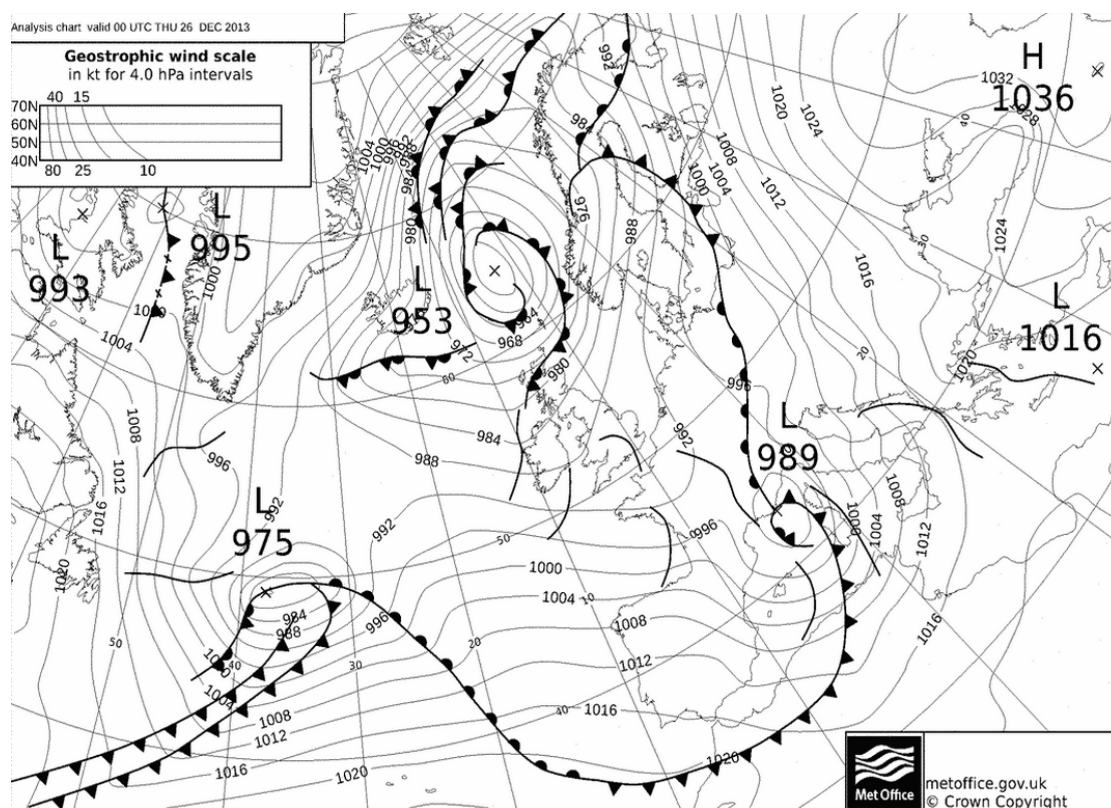
## 7 VÝSLEDKY

### 7.1 Sněhové a srážkové poměry v období od 1. 12. 2013 do 15. 5. 2014

Zima 2013/2014 byla jednou z nejteplejších v historii meteorologických měření na území Slovenska, vyšší teploty byly zaznamenány pouze během zimy 2006/2007. Meteorologické stanice na území Tater zaznamenaly během zimy 2013/2014 nejvyšší teploty za celé období jejich provozu. Během této zimy byl také zaznamenán nedostatek sněhové pokrývky v nebývalém rozsahu, největším od roku 1921 (Faško a Švec 2014). Výraznější sněhové srážky byly zaznamenány na počátku prosince, kdy na sledovaných meteorologických stanicích v souvislosti s přechodným ochlazením v oblasti Tater napadlo až několik desítek centimetrů nového sněhu. Po tomto krátkém srážkově bohatším období dochází ke změně. Počasí nabývá inverzního charakteru vlivem vyššího tlaku vzduchu zasahujícím od jihu až jihovýchodu. Dále se neustále prohlubuje brázda nízkého tlaku vzduchu nad severním Atlantikem a západní Evropou, která vyvolává proudění teplého vzduchu od jihozápadu (Šinger 2013). Vlivem již tradičního zvratu v ročním chodu teplot v období Vánoc došlo k silnému oteplení. Působením hlubokých tlakových níží nad Atlantským oceánem mezi Islandem a Britskými ostrovy docházelo po jejich předním okraji k pronikání velmi teplého vzduchu do Evropy (viz Obr. 10). Toto teplé proudění bylo o Vánocích roku 2013 dále umocněno prohlubující se tlakovou níží nad Janovským zálivem. Na závětrných stranách pohoří následně došlo k vytvoření fénového proudění, jehož silný vítr bránil poklesu teplot během noci a v ranních hodinách (Faško 2013). V průběhu tohoto výrazného oteplení dosahovaly maximální denní teploty na několika meteorologických stanicích na území Slovenska rekordně vysokých hodnot. Vysokých hodnot ovšem nabývaly i minimální denní teploty, které na určitých místech nepoklesly pod 10°C (Faško 2013). Vysoké teploty vyvolaly výrazné tání sněhové pokrývky, na některých ze sledovaných stanic, např. na stanicích Huty, Vitanová-Oravice, Zuberec a Zuberec-Zverovka v období přelomu roku 2013/2014 sněhová pokrývky již zcela chybí. Souvislá sněhová pokrývky se opět objevuje až na konci ledna, kdy dochází ke slábnutí vlivu brázdy nízkého tlaku vzduchu nad Atlantikem. Příliv teplého vzduchu od jihu a jihozápadu je nahrazen prouděním studeného arktického vzduchu z tlakové výše nad severní Evropou a srážkami, přicházejícími

z tlakové níže nad Jadranem. Tlaková níže se postupně přesouvá dále k východu a počasí Střední Evropy je ovlivněno studeným arktickým vzduchem od severu (Šinger 2014). Vlivem vysokých teplot se souvislá sněhová pokrývka v oblasti Tater vyskytuje již pouze během několika dní v polovině února, března a dubna.

**Obr. 10:** Synoptická situace během vánočního oteplení (26. 12. 2013, 00:00 UTC)

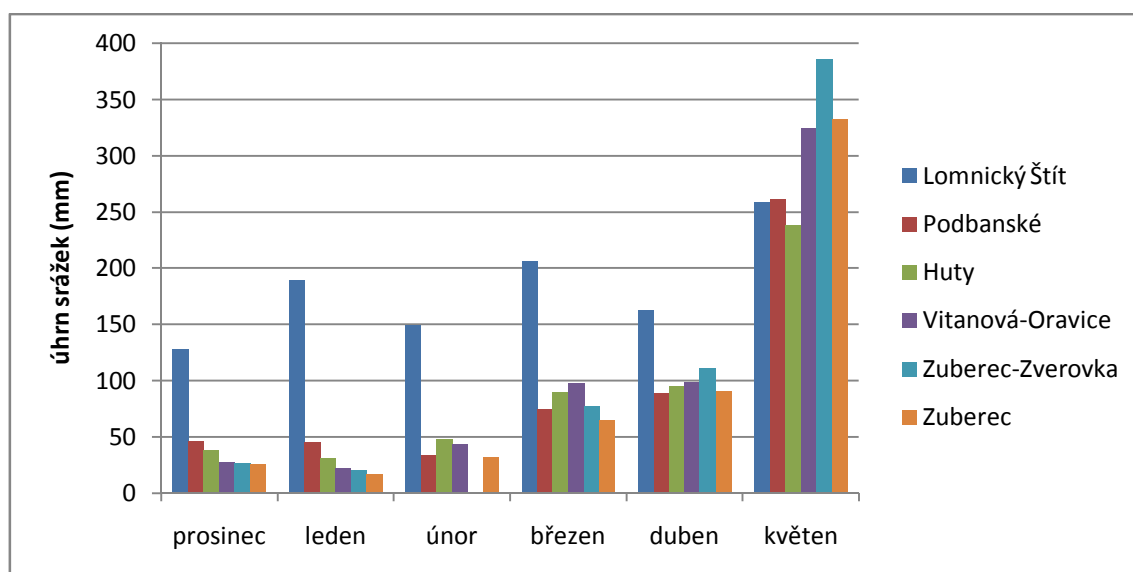


**Zdroj:** Wetter3.de

Zima 2013/2014 a jaro 2014 se obecně vyznačovaly výrazně nižšími srážkami, ve srovnání s dlouhodobým srážkovým průměrem za období let 1985 – 2014 (viz Graf 1). Ve srovnání s dlouhodobými měsíčními průměry za období let 1985 – 2014 (viz Graf 2) jsou srážkové úhrny v zimě 2013/2014 na všech stanicích nižší (výjimku tvoří pouze Lomnický štít, kde byly naměřeny o 18 % vyšší lednové srážkové úhrny). V případě stanice Zuberec-Zverovka byly srážkové úhrny naměřené v prosinci 2013 nižší téměř o 60 % nebo o 70 % v lednu 2014. Výrazně nižší srážkové úhrny byly naměřeny také na stanici Zuberec, kde se od dlouhodobého průměru v lednu 2014 lišily až téměř 65 %. Od druhé poloviny března 2014 se situace mění, srážek začíná přibývat a měsíční úhrny na většině

sledovaných stanic převyšují dlouhodobý průměr (průměrně o 20 %). Od konce března se zvyšují 10 ti denní srážkové úhrny (viz Graf 3), které dosahují nejvyšších hodnot ve druhé květnové dekádě, v období bezprostředně předcházejícím vzniku mury. Srážkové úhrny v tomto měsíci byly na vybraných stanicích téměř o 60 % vyšší než je dlouhodobý průměr (dosahovaly průměrných úhrnů téměř 300 mm, dlouhodobý průměr činí cca 130 mm).

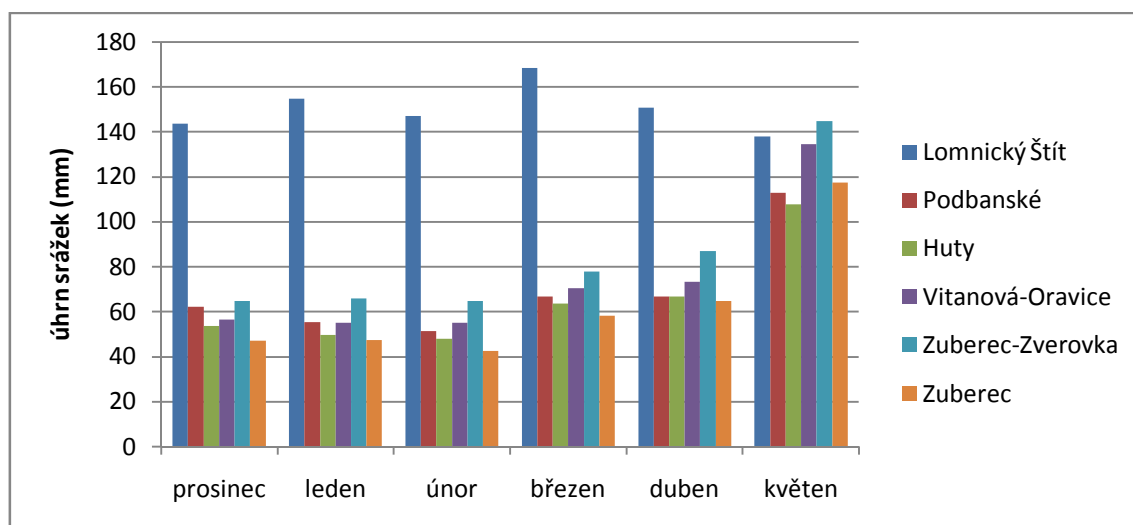
**Graf 1:** Měsíční úhrny srážek v zimě 2013/2014 a na jaře 2014



**Poznámka:** data za únor 2014 chybí z důvodu pravděpodobného výpadku měření na stanici Zuberec-Zverovka

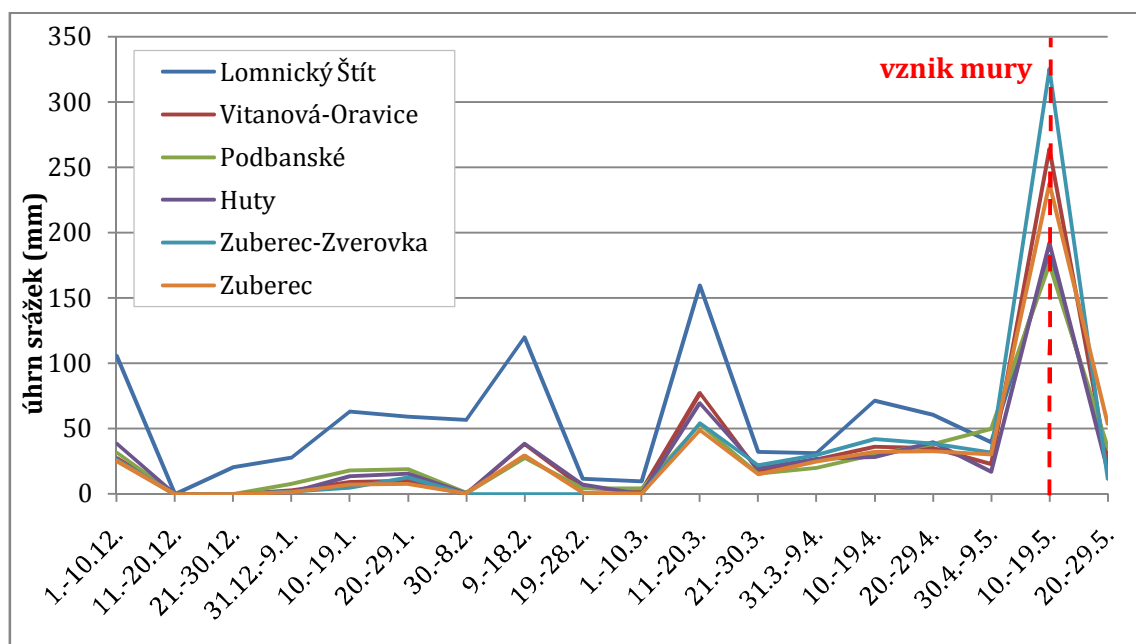
**Zdroj:** SHMÚ (2013/2014)

**Graf 2:** Dlouhodobé měsíční úhrny srážek za období 1985 - 2014



**Zdroj:** SHMÚ (2015)

**Graf 3:** Desetidenní kumulativní srážkové úhrny



**Zdroj:** SHMÚ (2013/2014)

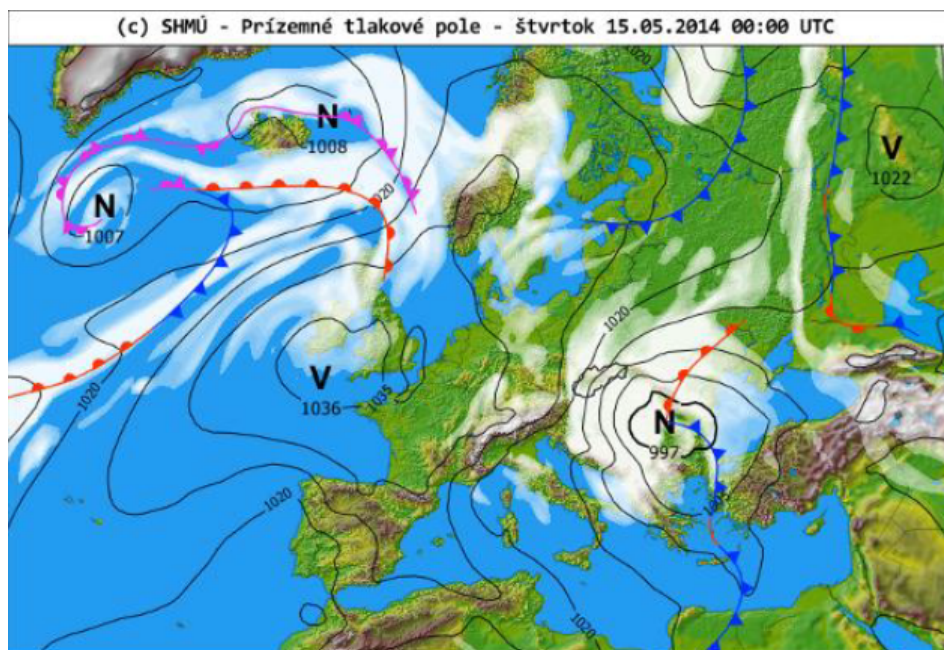
## 7.2 Meteorologická situace a srážkové úhrny v období od počátku května do 15. 5. 2014

Vzniku mury ve Smutné dolině předcházela meteorologická situace přinášející extrémní srážky, jejichž denní úhrny přesahovaly v oblasti severního návětrí (severovýchodní Oravě a v oblasti Tater) 100 mm. Takto vysoké srážkové úhrny jsou během jarních měsíců v přírodních podmínkách Slovenska velmi vzácné (tyto srážkové úhrny se vyskytují především v letních měsících, v červnu až srpnu) (Faško a Ján 2014).

Příčinou vydatných srážek v období od 11. 5. byl výskyt několika tlakových útvarů nad Evropou, které jsou patrné na Obr. 11. Nad oblast Balkánského poloostrova se směrem od Středomoří pohybovala tlaková níže Ivette, která se pod silným výškovým prouděním začala dne 13. 5. 2014 prohlubovat (Zvolenský a Liová 2014). Střed této tlakové níže se během následujících dní pohyboval z Bulharska do oblasti jihovýchodního Maďarska. Vznik tohoto tlakového útvaru byl podmíněn studeným a vlhkým vzduchem proudícím do oblasti Středomoří od severozápadu. Dalším z tlakových útvarů ovlivňujících meteorologickou situaci nad Evropou byla mohutná tlaková výše nacházející se nad Britskými ostrovy. Vlhký vzduch tlakové níže nad Balkánem se pohyboval od

oblasti Rumunska, Ukrajiny a přes Polsko na území Slovenska, kam přinesl vydatné srážky doprovázené silným větrem a ochlazením (Zvolenský a Liová 2014). Tato situace ovšem není ojedinělá. Podobná aktivita tlakových níží ve střední Evropě byla zaznamenána např. v květnu 2010, kdy se tato situace vyskytovala ještě častěji (Faško a Ján 2014).

**Obr. 11:** Synoptická situace dne 15. 5. 2014 v 00:00 UTC



**Zdroj:** Zvolenský a Liová (2014)

Vysoké denní úhrny srážek (převyšující hodnotu 20 mm) byly na srážkoměrech stanicích v oblasti Oravy zaznamenány již od 11. 5. 2014 (Zvolenský a Liová 2014). Srážkové úhrny od 11. Do 15. 5. naměřené na sledovaných stanicích jsou zobrazeny v Tab. 3. Např. na stanici Zuberec-Zverovka byly toho dne zaznamenány srážkové úhrny 26,2 mm. Téměř shodné úhrny byly zaznamenány i na stanici v Hutech. Následující dva dny 12. a 13. 5. ovšem denní úhrny dosahovaly pouze několika milimetrů. Např. dne 12. 5. stanice Zuberec-Zverovka zaznamenala pouze 4,8 mm srážek, podobně jako stanice v Zuberici. Následující den byly srážkové úhrny také poměrně nízké, nejvyšší úhrn 6,4 mm byl zaznamenán na stanici Huty, stanice Zuberec-Zverovka zaznamenala pouze neměřitelné množství srážek. Dne 14. 5. jsou již zaznamenány srážkové úhrny převyšující 30 mm. Na všech vybraných stanicích byla tato hodnota

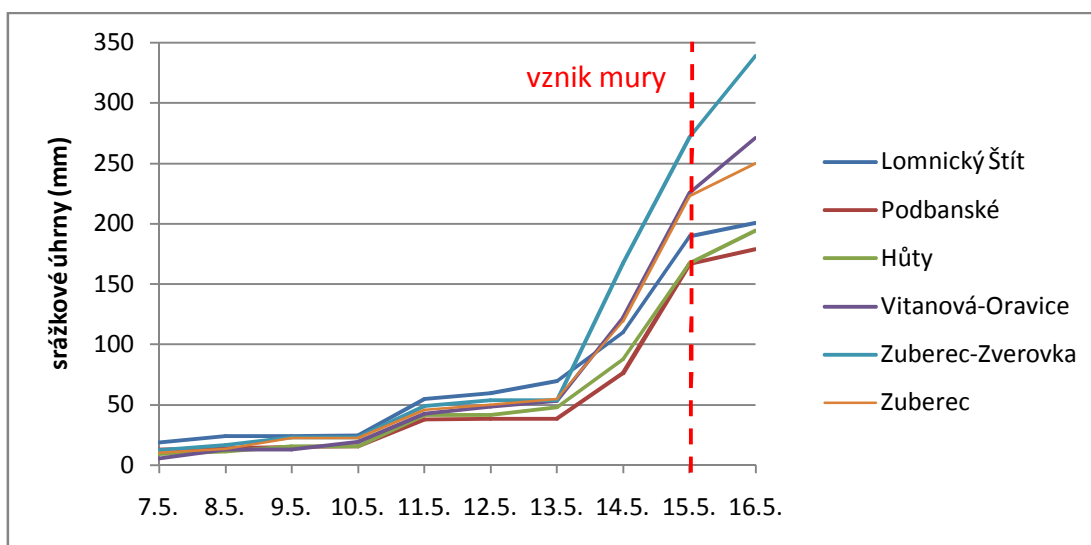
překročena. Např. na stanicích Hutý a Podbanské bylo naměřeno téměř 40 mm a téměř 70 mm na stanici Vitanová-Oravice. Na stanici Zuberec-Zverovka byl ze sledovaných stanic zaznamenán nejvyšší úhrn srážek (113,2 mm). Dne 15. 5. extrémní srážky pokračovaly, naměřené úhrny ještě převyšovaly hodnoty z předchozího dne. Ze ledovaných stanic srážkové úhrny přesáhly 100 mm v Zuberci-Zverovce, Zuberci a Vitanové-Oravici. Kumulativní srážkové úhrny naměřené bezprostředně před vznikem mury (od 5. 5.), jsou zobrazeny v Grafu 4.

**Tab. 3:** Srážkové úhrny (v mm) naměřené na sledovaných stanicích v období 11. 5. – 15. 5. 2014

	11. 5.	12. 5.	13. 5.	14. 5.	15. 5.
Zuberec-Zverovka	26,2	4,8	0	113,2	104,3
Vitanová-Oravice	23,4	6,1	4,6	68,8	103,4
Zuberec	23,1	4,2	5	64,1	103,6
Podbanské	22,1	0,9	0	37,7	90,6
Hutý	26	0	6,4	39,7	79,5
Lomnický štít	30,1	4,7	10,1	40,5	79,5

**Zdroj:** SHMU (2013/2014)

**Graf 4:** Kumulativní denní srážky před vznikem mury



**Zdroj:** SHMU (2013/2014)

### 7.3 Odvozené hodnoty srážkových úhrnů z vybraných modelů

Z vybraných modelů byly odvozeny hodnoty srážkových úhrnů pro určitá časová období před vznikem mury. Byly také provedeny výpočty vícedenních srážkových úhrnů pro porovnání s vybranými prahovými hodnotami. Výsledky jsou shrnuty v Tab. 4.

**Tab. 4:** Shrnutí výsledných odvozených hodnot srážkových úhrnů a použitých modelů

Metoda	Autor	Rozšíření	Vztah	Výsledek (mm)
$4\sigma$	Rebetez a kol. (1997)	globální	$\mu + 4\sigma$	20
srážkové úhrny a trvání během události	Caine (1980)	globální	$E = 14,82 \times D^{0,61}$	116
srážkové úhrny a trvání během události	Innes (1983)	globální	$E = 4,93 \times D^{0,504}$	27
srážkové úhrny a trvání během události	Zezere a Rodrigues (2002)	lokální, Portugalsko, Lisabon	$E = 70 + 0,2625 \times D$	78
srážkové úhrny během události	Sorriso-Valvo a kol. (1994)	lokální, Itálie, Kalábrie	$A(50d) > 530 \text{ mm}$	287
srážkové úhrny během události	Corominas a Moya (1996)	lokální, východní Pyreneje	$R > 160-200 \text{ mm}$	104
srážkové úhrny během události	Pasuto a Silvano (1998)	lokální, Benátsko	$A(15 d) > 250 \text{ mm}$ $R > 70 \text{ mm}$	176 104

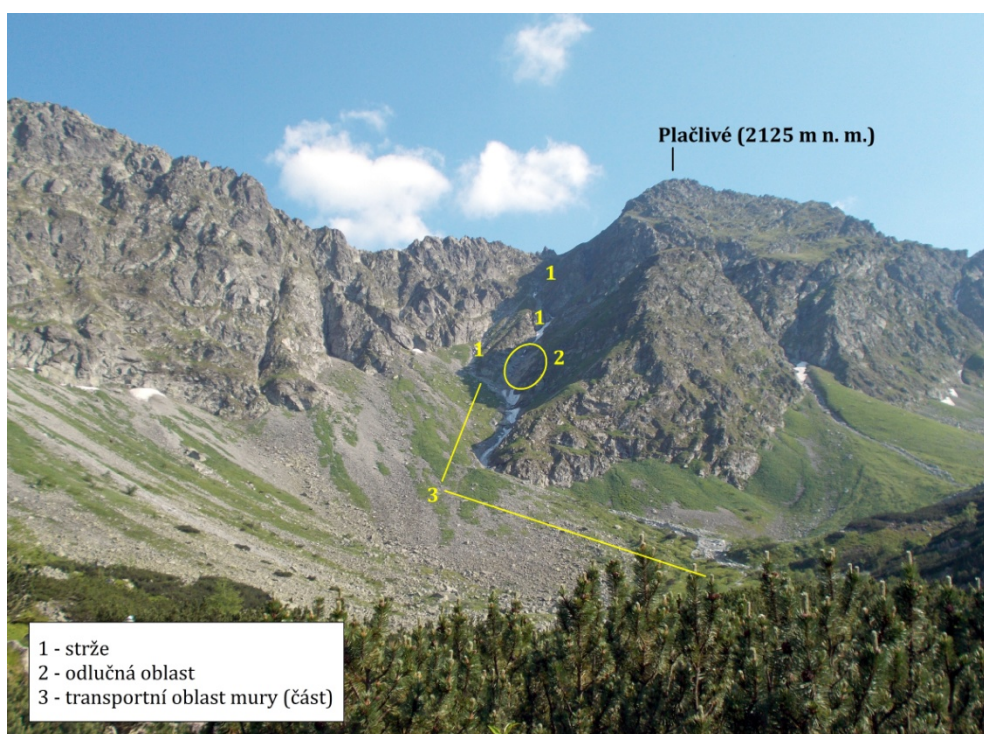
**Poznámka:**  $\mu$  vyjadřuje střední hodnotu srážkových úhrnů,  $E$  srážkové úhrny naměřené během dané události,  $A_{(xd)}$  vyjadřuje hodnotu srážek za příslušné časové období,  $R$  značí celkové srážky naměřené během dne vzniku mury.

### 7.4 Výsledky terénního měření

V rámci terénního měření byla identifikována odlučná, transportní a akumulární část mury. Ve vrcholové oblasti svahu byly dále identifikovány skalní žlaby vyplněné nezpevněným materiálem, které se pravděpodobně na vzniku mury vlivem transportu směsi sutin a vody podílely. Žlaby zasahují až ke hřebeni, do výšky téměř 2090 m n. m (viz Obr. 12). Celková délka mury, se započítanou délkou strží ve vrcholové oblasti, činí 1,2 km. Nejnižší část mury se nachází v nadmořské výšce 1508 m n. m., mura tedy překonává převýšení 582 m.



**Obr. 12:** Poloha mury na svahu rozsochy Plačlivého



**Zdroj:** vlastní fotografie autorky

Odlučná zóna mury se nachází na severovýchodně orientovaném svahu rozsochy Plačlivého, v nadmořské výšce cca 1800 m (viz Obr. 13). Svah, kde se odlučná oblast nachází, je klasifikován jako sráz s průměrnou sklonitostí  $39^{\circ}$  -  $42^{\circ}$ , což je charakteristický sklon pro odlučné oblasti mur (Hungar 2007). Odlučná oblast byla vzhledem k vysokému sklonu a širokému korytu vyplněného nezpevněnou sutí nepřístupná, proto nebylo provedeno detailnější měření, jen odhad jejího rozsahu. Rozsah plošné odlučné oblasti činí přibližně 50 x 20 m, mocnost odloučeného materiálu je odhadnuta na 30 až 50 cm. V odlučné oblasti vystupují na povrch svahové sedimenty, což mohlo přispět k zahájení svahového pohybu při zvýšeném množství srážek. Odlučná oblast ústí do cca 7,5 – 10 m široké a 6 m hluboké strže vyplněné velmi hrubým nezpevněným a netříděným materiálem, který v této oblasti na několika místech přehrazuje koryto a zabraňuje transportu materiálu uvnitř koryta.



**Obr. 13:** *Odlučná zóna mury na severovýchodním svahu rozsochy Plačlivého*



**Zdroj:** vlastní foto autorky

Strží dále pokračuje transportní, hluboce zaříznutá oblast mury, která se pod skalním žebrem spojuje se skalním žlabem směřujícím z opačné strany skalního žebra (viz Příloha 1). Tento skalní žlab je vyplněn sutí, místy je odhaleno skalní podloží. Ve výšce 1800 m byl zaznamenán nejvýše položený boční akumulací val související s murou, nacházející se v levé části 4 m širokého koryta vyhloubeného murou. Výška valu činí 0,7 m. Další akumulací valy v této horní transportní části zaznamenány nebyly. Po spojení pravé a levé části pokračuje 11 m široké a průměrně 7 m hluboké koryto severním směrem podél úpatí rozsochy Plačlivého. Průměrný sklon této transportní oblasti je cca 35°. Levou stranu koryta tvoří skalní podloží přilehlé rozsochy, pravou stranu snadněji erodovatelné svahové sedimenty, jež tvoří místy až 5 m vysoký svah. V nadmořské výšce přibližně 1730 m n. m. dochází k zúžení koryta a vytvoření akumulace balvanů o rozměrech až 3 x 6 x 5 m. (viz bod b v příloze 1). V místě zúžení se nachází balvan, který byl pravděpodobně transportován z okraje koryta nacházejícího se cca 10 m proti spádu, z místa, kde je patrná cca 1 m vysoká odlučná oblast (viz Obr. 14; Příloha 1 – bod a). Tento jev dokumentuje působení mury na přilehlé svahy.

**Obr. 14:** Transportovaný balvan s patrnou odlučnou oblastí v nadmořské výšce cca 1730 m n. m.



**Zdroj:** vlastní foto autorky

V pravé části koryta byla rozeznána další menší odlučná oblast (viz Příloha 1 – bod c), nacházející se od transportovaného balvanu cca o 20 m níže. Odlučná oblast má v tomto případě výšku cca 30 cm. Na čele rozsochy Plačlivého se transportní část mury stáčí k severozápadu (viz Obr. 15; Příloha 1 – bod d). Mění se také charakter koryta, mura již neprochází hlubokým skalním žlabem, ale razí si cestu svahem v místě, kde se dříve nejspíše nacházela pouze mělká erozní brázda. Koryto mury je zde lemováno rozsáhlými bočními valy, které se zde vytvořily díky otevřenému prostoru po obou stranách koryta. Erozní procesy, které dosud převládaly, nyní začínají ustupovat akumulaci.

**Obr. 15:** Výrazná změna orientace koryta při severním úpatí rozsochy Plačlivého



**Poznámka:** v oblasti zvýrazněné elipsou je patrná nejnižší část mury s plošnými akumulacemi.

**Zdroj:** vlastní foto autorky

Změna směru koryta na čele rozsochy je doprovázena vytvořením výrazného erozního svahu v pravé části koryta, vysokého až 4 m. Mění se i průměrný sklon povrchu, nyní dosahuje jen 26°. Transportní oblast mury má nyní průměrnou šířku 9 m a značně kolísající hloubku vlivem častého přehrazení koryta akumulacemi větších balvanů (o rozměrech cca 2 m x 1 m x 0,7 m až 3,5 m x 2 m x 1,7 m). Před těmito překážkami dochází k akumulaci sutin, která snižuje hloubku koryta, v průměru na 1 m. V místě pod čelem akumulace se maximální hloubka koryta zvyšuje až na 3 m. Tyto akumulace, vyskytující se v různých intervalech v korytě mury, naznačují charakteristický vlnový pohyb, ke kterému dochází po provalení předchozí akumulace (Davies a kol. 2002) (viz bod e v Příloze 1). V nadmořské výšce 1655 až 1650 m, je zaznamenán výrazný boční akumulací val na pravé straně koryta. Tento val má průměrnou výšku 30 cm. Směrem po svahu roste velikost valů až do výšky 3,6 m a výšky 1,6 m (viz bod f v Příloze 1). Jedná se o největší zaznamenaný boční val mury. V místě bodu g v Příloze 1 dochází k rozdělení koryta na dvě části. Tato část nejspíše představuje původní (přímý) směr mury, než došlo k jeho odchýlení vlivem přehrazení původního koryta



transportovaným materiálem. V této oblasti dochází ke změně směru sutinového proudu, který se s několika drobnými odchylkami nyní ubírá severním směrem.

Od nadmořské výšky 1565 m začínají převládat plošné akumulace namísto (viz bod h v Příloze 1). K této změně dochází vlivem snížení sklonu terénu. Průměrný sklon je v této oblasti pouze  $12^\circ$  a dále klesá až na  $7^\circ$  v koncové oblasti mury. Sutinový materiál je nyní rozptýlen až ve 21 m široké oblasti mezi stromy, vegetací a dalšími velkými balvany, které zde byly uloženy již před vznikem mury. Průměrná velikost úlomků transportovaných murou v této oblasti je menší než v transportní zóně mury, cca  $15 \times 8 \times 5$  cm. Sutiny místy tvoří nesoustředěné akumulace, zejména v oblasti označené písmenem i v Příloze 1. Kromě rozptýlených akumulací se v této oblasti vyskytují pozůstatky lineárních proudů s bočními valy tvořenými materiálem s vyšším zastoupením štěrku a písčité příměsi a dnem zarůstajícím vegetací (viz Obr. 16). Šířka tohoto proudu je nyní cca 5,5 m a výška bočních akumulčních valů je 20 cm. V závěru mury se nachází drobnější sutiny, rozměry největších úlomků činí  $7 \times 5 \times 3$  cm. Sutiny jsou smíchané s jemným materiálem typickým pro akumulční oblasti, tvořící souvislý plošný povrch (viz Obr. 17). K zastavení pohybu sutinového proudu došlo vlivem malého sklonu terénu a vyčerpání kinetické energie. Na čele mury nebyla zjištěna žádná výrazná překážka, která by pohyb sutinového proudu ovlivnila. Na místě se již nevyskytují žádné větší balvany nebo akumulace jiného materiálu.

**Obr. 16:** Pozůstalé boční valy v nadmořské výšce cca 1525 m n. m.



**Zdroj:** vlastní fotografie autorky

***Obr. 17: Závěrečná část mury***



**Zdroj:** vlastní fotografie autorky

## 8 DISKUSE

Výsledné hodnoty kumulativních srážek naměřených na všech zájmových stanicích v období předcházejícímu vzniku mury, mohou být ovlivněny nepřesnostmi, které vyplývají z problematického přesného měření srážkových úhrnů přímo v místě vzniku mury. Pro analýzu kumulativních srážek během události předcházející vzniku mury byla vybrána stanice Zuberec-Zverovka, která se od místa vzniku mury nachází nejbližší, ovšem ve vzdálenosti téměř 6 km. Rozdíl nadmořských výšek mezi umístěním stanice a nadmořskou výškou odlučné oblasti činí cca 770 m. Srážkové úhrny v oblasti vzniku mury vlivem vyšší nadmořské výšky tedy pravděpodobně dosahovaly vyšších hodnot. Ke snížení, nebo případnému odstranění této nepřesnosti např. navrhuje Marra a kol. (2014) využít metodu odhadu srážkových úhrnů z měření meteorologických radarů. Odhad srážkových úhrnů by se tedy vztahoval přímo k místu vzniku mury. Nicméně tato metoda obsahuje také určité množství nepřesností, jak přístrojových, tak meteorologických (Germann a kol. 2006; cit. v Marra a kol. 2014).

Třídenní srážkové úhrny předcházející vzniku mury činí 118 mm. Tento kumulativní úhrn srážek výrazně překračuje hodnotu 20 mm odvozenou pomocí metody  $4\sigma$ . Nízká hodnota 20 mm je pravděpodobně výsledkem nízkých srážek během sledovaného období od prosince 2013 do května 2014 a výjimečnými srážkami až před vznikem mury. Odvozené hodnoty z lokálního a globálních modelů, založených na srážkových úhrnech a trvání srážek během dané události (event-duration), byly v případě vzniku sledované mury také překročeny. Kumulativní srážkové úhrny, za období kontinuálních srážek trvajících 29 h před vznikem mury, byly stanoveny na 135 mm, tedy více, než hodnota 116 mm odvozená z modelu navrženého Cainem (1980). Srážkovým úhrnem 135 mm během kontinuálních srážek byla překročena i odvozená hodnota 27 mm podle globálního modelu Innese (1983). Úhrnem 135 mm tudíž byla překročena i odvozená hodnota 78 mm podle lokálního Portugalského modelu Zezera a Rodriguese (2002). Všechny tyto modely jsou pro sledovanou oblast platné, jejich překročením byl vznik mury v oblasti potvrzen. Hodnoty, odvozené podle lokálních modelů založených na srážkových úhrnech během dané události (event precipitation), naopak překročeny nebyly, tudíž nejsou pro danou oblast platné. Podle Italského lokálního modelu pro oblast Kalábrie, navrženého

Sorriso-Valvem a kol. (1994), jsou jako prahová hodnota stanoveny 50 ti denní kumulativní srážky překračující 530 mm, ovšem za toto období byla ve sledované oblasti hodnota kumulativních srážkových úhrnů pouhých 287 mm. Ani prahová hodnota 160 – 200 mm kumulativních srážek, naměřených během dne vzniku mury, definovaná Corominasem a Moyem (1996) pro oblast Pyrenejí, nebyla úhrnem 104 mm ze sledované oblasti překročena. Podobně také hodnota 15 ti denních kumulativních srážek vyšší než 250 mm, stanovená Pasutem a Silvanem (1998) pro oblast Benátska nebyla překročena (ve sledované oblasti byla odvozena hodnota 176 mm). Důvodem nepřekročení lokálních prahových hodnot srážkových úhrnů za určité časové období je zřejmě jejich specifikum pro navrhované území. Zejména místní klimatické a geomorfologické podmínky nebo geologická stavba oblasti od sebe odlišuje jednotlivé modely (Guzzetti a kol. 2007).

Během situace, předcházející vzniku mury ve Smutné dolině, srážkové úhrny na stanici Zuberec-Zverovka přesáhly 100 mm/den a dosáhly průměrné intenzity 4,7 mm/hod. Tyto úhrny a intenzita srážek, vedoucí ke vzniku mury, jsou poměrně vysoké, ve srovnání s dalšími zaznamenanými případy výskytu mur v oblasti Západních Karpat. Příkladem může být vznik mury v masívu Babí hora v Polsku v roce 2002, kde tehdy denní srážkové úhrny přesahovaly 40 mm, průměrná intenzita srážek tedy činila cca 1,7 mm/h (Łajczak a Migoń 2007). Dalším příkladem může být rozsáhlá mura, která vznikla na Slavkovském štítu v roce 1933 (Lukniš 1973; cit. v Kotarba 2007). Ke vzniku mury došlo při denních úhrnech srážek dosahujících 62 mm a průměrné intenzitě 2,6 mm/hod. Kotarba (1997) na základě dvacetiletého pozorování odhadl denní srážkové úhrny, potřebné ke vzniku mury na 80 – 100 mm (o odpovídající průměrné intenzitě 3,3 – 4, 2 mm/hod). Tato prahová hodnota byla v případě sledované mury také překročena.

Podle Kotarby (1995; cit. v Raczkowska 2006), dosahuje průměrná šířka koryta mury ve slovenské části Tater maximálně 10 m, čemuž průměrná šířka koryta sledované mury (stanovená na 8 m), odpovídá. Hloubka koryta sledované mury také průměrnou hodnotou přesahující 3 m odpovídá průměrné hloubce 3 - 4 m navržené Kotarbou (1995; cit. v Raczkowska 2006). Krzemien a kol. (1995; cit. v Raczkowska 2006) říká, že délka mury může v oblasti

Tater dosahovat až 1700 m. Ve srovnání s touto hodnotou sledovaná mura představuje spíše jeden z méně rozsáhlých případů. Ovšem další případy mur, např. mura na Babí hoře (s délkou 700 m) délku sledované mury nepřekračuje. Midriak (1984; cit. v Kotarba 2007) stanovil délkové kategorie mur, ze kterých vyplývá, že cca polovina mur v oblasti Západních Tater dosahuje délky 500 – 1000 m. Pouze 5 % případů dosahuje délky větší než 1 km. Sledovaná mura se započítanou délkou žlabů měří 1160 m, tudíž spadá do kategorie nejdelších mur, ovšem bez započítané délky vrcholových žlabů spadá do nejvíce zastoupené kategorie v Západních Tatrách. Rozměry koryta mury podle Raczkowské (2006), závisejí na celkových srážkových úhrnech a jejich intenzitě. Na základě kumulativních srážkových úhrnů a intenzity srážek před vznikem mury, spadá sledovaná mura mezi výjimečnější případy. Srážkové úhrny, které vyvolaly vznik mur v oblasti Západních Karpat většinou hodnotu 100 mm/den nepřevyšovaly.



## 9 ZÁVĚR

Ke vzniku sledované mury došlo v jarním období, které následovalo po srážkově podprůměrné zimě. Jednou z rozhodujících příčin vzniku mury byly intenzivní kontinuální srážky v období 14. – 15. 5. 2014.

Zima 2013/2014 se vyznačovala nízkými srážkami a nedostatkem sněhové pokrývky (Faško a Švec 2014). Extrémním srážkám ve dnech 14. – 15. 5. předcházelo krátké období s nižšími až nulovými srážkami, trvající po dobu jednoho dne (13. 5.). V předešlém období, dne 11. 5. byly na srážkoměrných stanicích zaznamenány denní úhrny převyšující 20 mm. Během meteorologické situace 11. 5. – 15. 5., byly především oblasti Oravy a Tater zaznamenány vysoké srážkové úhrny. Dne 14. 5. 2014 byly na sledovaných srážkoměrných stanicích zaznamenány denní srážkové úhrny převyšující 35 mm, na stanici Zuberec-Zverovka dokonce 110 mm. Dne 15. 5. v dopoledních hodinách tyto vysoké srážkové úhrny, spolu s dalšími faktory, vedly ke vzniku mury.

Kvantitativní charakteristiky příčinných srážek odvozené z modelů překračují většinu publikovaných prahových hodnot pro vznik mur. Třídenními srážkovými úhrny 118 mm naměřené na stanici Zuberec-Zverovka byla překročena odvozená hodnota 20 mm podle modelu navrženého Rebetezem a kol. (1997). Kontinuální srážkové úhrny během události předcházející vzniku mury činily 135 mm, tato hodnota překračuje odvozené hodnoty srážkových úhrnů stanovené podle lokálního portugalského modelu (78 mm) od Zezere a Rodriguese (2002) a globálních modelů Caina (1980) (116 mm srážek) a Innese (1983), stanovenou na 27 mm. Prahové hodnoty lokálních modelů 50 ti denních srážek 530 mm pro oblast Kalábrie (Sorriso-Valvo a kol. 1994), denního srážkového úhrnu v den vzniku mury vyšší než 160 – 200 mm pro oblast východních Pyrenejí (Corominas a Moya 1996) ani 15 ti denní srážky vyšší než 250 mm v oblasti Benátska (Pasuto a Silvano 1998), překročeny nebyly. Srážkové úhrny za 50 ti denní období ve sledované oblasti Smutné doliny dosahovaly pouze 287 mm, kumulativní srážkové úhrny zaznamenané během dne vzniku mury činily ve srovnání s prahovou hodnotou 160 – 200 mm (Corominas a Moya 1996) 104 mm. 15 ti denní srážkové úhrny v oblasti Smutné doliny dosahovaly 176 mm. Pouze prahová hodnota 70 mm pro

kumulativní srážky během dne vzniku mury byla v případě sledované oblasti vyšší (104 mm).

Úhrnem kontinuálních srážek po dobu 29 h před vznikem sledované mury (135 mm) a intenzitou srážek 4,7 mm/ hod se srážkové podmínky vzniku mury řadí spíše k výjimečným ve srovnání s dalšími zaznamenanými případy vzniku mur v oblasti Západních Karpat, např. v masívu Babí hora, kde vzniku mury předcházely srážkové úhrny 40 mm o průměrné intenzitě 1,7 mm/hod (Łajczak a Migoń 2007), 62 mm s průměrnou intenzitou 2,58 mm/hod při vzniku mury na Slavkovském štítu (Kotarba 1997) nebo prahovou hodnotou 80 – 100 mm a průměrnou intenzitou do 4,2 mm/hod navržené Kotarbou (1997).

Sledovaná mura průměrnou šířkou koryta 8 m a průměrnou hloubkou přesahující 3 m spadá podle Kotarby (1995; cit. v Raczkowska 2006) mezi mury s průměrnými rozměry (průměrná šířka ve slovenské části Tater byla stanovena na 10 m, průměrná hloubka 3 – 4 m). Svou délkou 1,2 km (se započítanými skalními žlaby) se mura řadí mezi pouhých 5 % případů zaznamenaných na území Západních Tater.

## 10 Zdroje

### 10.1 Seznam použité literatury

- ALEOTTI, P. (2004): A warning system for rainfall-induced shallow failures. In: Guzzetti, F. a kol. (ed.): Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, č. 3-4, s. 239–267.
- BOGOLJUBOVA, I. V. (1957): Selevyje potoki i ich rasprostraneniye na teritorii SSSR. In: Pilous, V. (ed.): *Strukturní mury v Krkonoších - I. část. Opera Corcontica*, Správa Krkonošského národního parku, s. 273.
- BRUNDSSEN, D. (1979): Mass movements. In Embleton, C. a kol. (eds.): *Process in geomorphology*, Londýn: Edward Arnold, s. 130-186. In: Innes, J.L. (ed.): *Debris flows. Progress in Physical Geography*, 7, č. 4, s. 469–501.
- BUSSLINGER, M. (2010): Empirical rules for debris flow travel distance: a comparison of field data (Doctoral dissertation), University of british columbia, Vancouver.
- CAINE, N. (1980): The Rainfall Intensity: Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 62, č. 1/2, s. 23–27.
- COROMINAS, J., a MOYA, J. (1996): Historical landslides in the Eastern Pyrenees and their relation to rainy events. In *Landslides, Proceedings of the Eight International Conference and Field Trip on Landslides*. Balkema, Rotterdam (s. 125-132).
- COROMINAS, J. (2000): Landslides and climate. Keynote lecture. In: *Proc. 8th Int. Symp. on Landslides* (Bromhead E, Dixon N, Ibsen ML, eds). In: Guzzetti, F. a kol. /eds.): Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, č. 3-4, s. 239–267.

- CROSTA, G. B., a FRATTINI, P. (2001): Rainfall threshold for triggering soil slips and debris flow. In: Proc. 2nd EGS Plinius Conf. on Mediterranean Storms. In: Guzzetti, F. a kol.: Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, č. 3-4, s. 239–267.
- CRUDEN, D. M. a VARNES, D. J. (1996): Landslide types and processes In: A. K. Turner a R. L. Schuster: *Landslides Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board. In: Hungr a Oldrich (ed.): *Classification and terminology. Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, s. 9–23.
- DAVIES, T. R. a kol. (1992): Debris flow behaviour - an integrated overview. In: Proc. Chengdu Symp., s. 217-227.
- GADEK, B. (2008): The problem of firn-ice patches in the Polish Tatras as an indicator of climatic fluctuations. *Geographia Polonica*, 81, č. 1, s. 41-53.
- GADEK, B. a LESZKIEWICZ, J. (2012): Impact of climate warming on the ground surface temperature in the sporadic permafrost zone of the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Cold Regions Science and Technology*, č. 79-80, s. 75–83.
- GERMANN, U. a kol. (2006): Radar precipitation measurement in a mountainous region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, č. 618, s. 1669-1692. In: Marra, F. a kol. (2014). Radar rainfall estimation for the identification of debris-flow occurrence thresholds. *Journal of Hydrology*, 519, s. 1607-1619.
- GLADE, T. (2000): Applying Probability Determination to Refine Landslide-triggering Rainfall Thresholds Using an Empirical ;Antecedent Daily Rainfall Model. *Pure and Applied Geophysics*, 157, č. 6-8, s. 1059–1079.
- GUZZETTI, F. a kol. (2007): Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, s. 3-4, s. 239–267.

- GUZZETTI, F. a kol. (2008): The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: An update. *Landslides*, 5, č. 1, s. 3–17.
- HARVEY, D. (1969): Explanation in geography. London: Edward Arnold. In: Innes, J. L.: Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7, č. 4, s. 469–501.
- HAVRLANT, M. (1979): Biogeografie Československa. Pedagogická fakulta, Ostrava, 117 s.
- HESS, M. (1965): Pietra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich. Zeszyty Naukowe UJ, *Práce Geograficzne*, 11, 267 s. In: Zasadni, J. a Kłapyta, P.: An attempt to assess the modern and the Little Ice Age climatic snowline altitude in the Tatra Mountains. *Landform Analysis*, 10, s. 124–133.
- HESS, M. (1996): Klima. In: Mirek, Z. (ed.): *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*. TPN, Kraków-Zakopane, s. 53–69. In: Gadek, B. a Leszkiewicz, J.: Impact of climate warming on the ground surface temperature in the sporadic permafrost zone of the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Cold Regions Science and Technology*, č. 79–80, s. 75–83.
- HUNGR, O. a kol. (2001): A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7, č. 3, s. 221–238. In: Hungr a Oldrich: *Classification and terminology. Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, s. 9–23.
- HUNGR, O. (2005): *Classification and terminology. Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, Springer, s. 9–23.
- HUNGR, O. a kol. (2005): *Entrainment of Material by Debris Flows. Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, s. 135–155.
- INNES, J. L. (1983): Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7, č. 4, s. 469–501.
- IVERSON, R. M. (1997): The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, č. 3, s. 245.

- KACHLÍK, V. a kol. (2011): Základy geologie: Historická geologie. Karolinum, Praha.
- KANUNGO, D.P. a SHARMA, S. (2014): Rainfall thresholds for prediction of shallow landslides around Chamoli-Joshimath region, Garhwal Himalayas, India. *Landslides*, 11. Č. 4, s. 629–638.
- KŇAZOVICKÝ, L. (1970): Západné Tatry. Vydavateľ'stvo Slovenskej akadémie vied.
- KOHÚT, M. a JANÁK, M. (1994): Granitoids of the Tatra mtns., Western Carpathians: field relations and petrogenetic implications. *Geologica Carpathica*, 45, č. 5, s. 301–311.
- KONČEK, M. (1974): Klíma Tatier. Veda, Bratislava.
- KO T A R B A, A. (1995): Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains. *Questiones Geographicae*, Special Issue 4, s. 177–183. In: Rączkowska, Z.: Recent geomorphic hazards in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40, s. 45–60.
- KOTARBA, A. (1997): Formation of High-Mountain Talus Slopes Related to Debris-Flow Activity in the High Tatra Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, č. 2, s. 191–204. In: Kotarba, A.: Geomorphic activity of debris flows in the Tatra Mts and in other European mountains. *Geographia Polonica*, 80, č. 2, s. 137–150.
- KRZEMIEN, K. a kol. (1995): Geomorphological conditions of the timberline in the Western Tatra Mountains. *Zeszyty Naukowe UJ. Prace Geograficzne* 98, s. 155–170. In: Rączkowska, Z.: Recent geomorphic hazards in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40, s. 45–60.
- ŁAJCZAK, A. a MIGOŃ, P. (2007): The 2002 debris flow in the Babia Góra massif—implications for the interpretation of mountainous geomorphic systems. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 41, s. 97–116.
- LUKNIŠ, M. a PLESNÍK, P. (1961): Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska, Osveta.

- LUKNIŠ, M. (1973): Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Vyd. Slovenskej akadémie vied, Bratislava. In: Kotarba, A.: Geomorphic activity of debris flows in the Tatra Mts and in other European mountains. *Geographia Polonica*, 80, č. 2, s. 137-150.
- MAHEL', M. (1986): Geologická stavba československých Karpát . VEDA, vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied.
- MAHR, T. (1973): Mapa gravitačných deformácií v krystaliniku Západných Tatier. M 1 : 25 000. SvF SVŠT, Bratislava (nepublikovaná). In: Midriak, R.: Západné Tatry – Reliéf, ohrozenosť a deštrukcia ich povrchu. In: Zborník prác o Tatranskom národnom parku. Osveta, s. 51–86.
- MAKOS, M. a kol. (2014): Timing of glacier advances and climate in the High Tatra Mountains (Western Carpathians) during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 82, č. 1, s.1–13.
- MARRA, F. a kol. (2014): Radar rainfall estimation for the identification of debris-flow occurrence thresholds. *Journal of Hydrology*, 519, s. 1607-1619.
- MAZÚR, E. a kol. (1986): Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Slovenská kartografia, n. p., Bratislava.
- MAČIAN, L. (1986): Pedogeografie. In: HORNÍK, S. a NETOPIL R. Fyzická geografie. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- MIDRIAK, R. (1983): Morfogenéza povrchu vysokých pohorí. Veda, Bratislava, 513 s.
- MIDRIAK, R. (1984): Debris flows and their occurrence in the Czechoslovak Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 18, s. 135-149. In: Rączkowska, Z.: Recent geomorphic hazards in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40, s. 45-60.
- MIDRIAK, R. (1993): Západné Tatry - reliéf, ohrozenosť a deštrukcia ich povrchu. In: Zborník prác o Tatranskom národnom parku. Osveta, s. 51–86.

- MIŠTERA, L. a kol. (1985): Geografie Československé socialistické republiky. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- NAYLOR, M. A. (1980): The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits - a review. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, s. 1111-16. In: Innes, J.L.: Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7, č. 4, s. 469-501.
- NEMČOK, A. (1982): Zosuvy v slovenských Karpatoch. VEDA, vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied.
- NEMČOK, J. (1993): Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier, Geologický ústav Dionýza Štúra.
- NIEDZWIEDZ, T. (1981): Synoptic situation and their influence on the spatial differentiation of some climatic elements in the upper Visula basin. *Rozprawy Habilitacyjne UJ, Krakow*, 58, č. 165. In: Niedzwiedz, A.T.: *Climate of the Tatra Mountains*, 12, č. 2, s. 131-146.
- NIEDZWIEDZ, T. (1987): Main climate forming factors in the Carpathians. XIIIth. International Conference on Carpatian Meteorology, Bucuresti, č. 2, s. 307-316. In: Niedzwiedz, A.T.: *Climate of the Tatra Mountains*, č. 2, s. 131-146.
- NIEDZWIEDZ, A. T. (1992): *Climate of the Tatra Mountains*, 12, s. 2, s. 131-146.
- PASUTO, A. a SILVANO, S. (1998): Rainfall as a trigger of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy. *Environmental Geology*, 35, č. 2-3, s. 184-189.
- PIERSON, T. C. (1980): Erosion and deposition by debris flows at Mt Thomas, north Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes*, 5, č. 3, s. 227-247. In: Innes, J.L.: Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7, č. 4, s. 469-501.
- PIERSON, T. C. (1986): Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. *Hillslope processes*, s. 269-296.



- PILOUS, V. (1973): Strukturní mury v Krkonoších - I. část. Opera Corcontica, Správa Krkonošského národního parku, 273 s.
- PLESNÍK, P. (2002): Fytogeograficko-vegetačné členenie. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava, 113 s.
- RAŹCZKOWSKA, Z. (2006): Recent geomorphic hazards in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40, s. 45-60.
- RAPP, A. a NYBERG, R. (1981): Alpine debris flows in northern Scandinavia. Morphology and dating by lichenometry. *Geografiska Annaler, Series A. Physical Geography*, s. 183-196.
- REBETEZ, M. a kol. (1997): Climatic change and debris flows in high mountain regions: the case study of the Ritigraben torrent (Swiss Alps). *Climatic change*, s. 371-389.
- REICHWALDER, P. (2010): Geomorfologie a horopis. In: *Tatry: příroda*. Baset, 639 s.
- RICKENMANN, D. (1999): Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards*, 19, č. 1, s. 47-77.
- SHARP, R. P. (1942): Mudflow léves. *Journal of Geomorfology* 5, s. 222-27. In: Innes, J.L.: *Debris flows. Progress in Physical Geography*, 7, 4, s. 469-501.
- SORRISO-VALVO, M. a kol. (1994): Temporal and spatial occurrence of landsliding and correlation with precipitation time series in Montaldo Uffugo (Calabria) and Imera (Sicilia) areas. Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community. Final Report, 2, s. 825-869.
- ŠAMAJ, F. (2010): Podnebí. In: *Tatry: příroda*. Baset, 639 s.
- TAKAHASHI, T. (1978): Mechanical characteristics of debris flow. *Journal of the Hydraulics Division*, 104, č. 8, s. 1153-1169. In: Innes, J.L.: *Debris flows. Progress in Physical Geography*, 7, č. 4, s. 469-501.

- TAKAHASHI, T. (2007): Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures. Taylor a Francis, London.
- TURNBULL, B. a kol. (2015): Debris flows: Experiments and modelling. *Comptes Rendus Physique*, 16, č. 1, s. 86–96.
- VARNES, D. J. (1978): Slope movement types and processes. Transportation Research Board Special Report, č. 176. In: Hungr, O.: Classification and terminology. Debris-flow Hazards and Related Phenomena, Springer, s.9–23.
- WELSH, A. a DAVIES, T. (2011): Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards. *Landslides*, 8, č. 2, s. 183–194.
- WHITE, I. D. a kol. (1996): Environmental systems. London: Chapman a Hall, s. 616. In: Guzzetti, F. a kol.: Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, č. 3-4, s. 239–267.
- WIECZOREK, G. F. a SARMIENTO, J. (1982): Rainfall, piezometric levels, and debris flows near La Honda, California, in storms between 1975 and 1983. Landslides, floods, and marine effects of the storm of January, 3-5. In: Wieczorek, G. F. a Glade, T.: Climatic factors influencing occurrence of debris flows, s. 325–362.
- WIECZOREK, G. F. a GUZZETTI, F. (1999): A review of rainfall thresholds for triggering landslides. In Proc. of the EGS Plinius Conference, Maratea, Italy, s. 407-414.
- WIECZOREK, G. F. a GLADE, T. (2005): Climatic factors influencing occurrence of debris flows. In: Debris flow hazard and related phenomena. Springer, s. 325–362.

- WILSON, R. C. (1989): Rainstorms, pore pressures, and debris flows: a theoretical framework. In: Landslides in a semi-arid environment, 2., California: Publications of the Inland Geological Society, s. 101-117. In: Wieczorek G. F. a Glade, T.: Climatic factors influencing occurrence of debris flows. In: Debris flow hazard and related phenomena. Springer, s. 325-362
- WILSON, R. C. a WIECZOREK G. F. (1995): Rainfall thresholds for the initiation of debris flow at La Honda, California. Environ Eng. Geosc., 1, s. 11-27. In: Guzzetti, F. a kol.: Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. Meteorology and Atmospheric Physics, 98, č. 3-4, s. 239-267.
- ZASADNI, J. a KŁAPYTA, P. (2009): An attempt to assess the modern and Little Ice Age climatic snowline altitude in the Tatra Mountains. Landf. Anal, 10, s. 124-133.
- ZEZERE, J. L. a RODRIGUES, M. L. (2002): Rainfall thresholds for landsliding in Lisbon Area (Portugal). Landslides, edited by: Rybar, J. a kol., s. 333-338.

## 10.2 Internetové zdroje

ATLAS KRAJINY SLOVENSKEJ REPUBLIKY [online]: Pôdy.

Dostupné z: <http://globus.sazp.sk/atlassr/> [cit. 27. 6. 2015].

CORINE LAND COVER 2012 [online]:

Dostupné z: <http://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover/clc-2012> [cit. 27. 6. 2015].

FAŠKO, P. (2013), [online]: Vianočné oteplenie.

Dostupné z: <http://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=508> [cit. 27. 6. 2015].

FAŠKO, P. a JÁN, L. (2014), [online]: Extrémne vysoké úhrny zrážok v polovici mája 2014. Dostupné z: <http://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=528> [cit. 27. 6. 2015].

FAŠKO, P. a ŠVEC, M. (2014), [online]: Hodnotenie niektorých charakteristík teploty vzduchu a snehovej pokrývky počas zím na vybraných meteorologických stanicích Slovenska. Dostupné z: <http://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=510> [cit. 27. 6. 2015].

GEOLOGICKÁ ENCYKLOPEDIA [online]: Česká geologická služba, 2007. [cit. 27. 6. 2015].

GEOLOGICKÁ MAPA SLOVENSKA M 1:50 000 [online]. Bratislava: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, 2013. [cit. 27. 6. 2015]. Dostupné z: <http://mapserver.geology.sk/gm50js>.

GEOPORTÁL [online]: Digitálny model reliéfu (DMR 3.5), WMS server. Dostupné z: [https://zbgisws.skgeodesy.sk/zbgis\\_dmr3\\_wms/service.svc/get](https://zbgisws.skgeodesy.sk/zbgis_dmr3_wms/service.svc/get) [cit. 27. 6. 2015].

LANDFORMS. EU [online]: Dostupné z:

[http://www.landforms.eu/cairnforms/debris\\_flow.htm](http://www.landforms.eu/cairnforms/debris_flow.htm) [cit. 27. 6. 2015].

SLOVENSKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (2013/2014): Denní úhrny srážek (ZR77), nová sněhová pokrývka (SP77), celková sněhová pokrývka (SPC), dlouhodobé měsíční průměry srážek; srážkoměrné stanice Lomnický Štít (12100), Podbanské (20220), Huty (21180), Vitanová-Oravice (23060), Zuberec (23140), Zuberec-Zverovka (23120).

SLOVENSKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV: Zoznam srážkomerných staníc.

Dostupný z:

[http://www.shmu.sk/File/Klima/Zoznam\\_zrazkomernych\\_stanic\\_SK.pdf](http://www.shmu.sk/File/Klima/Zoznam_zrazkomernych_stanic_SK.pdf)

[cit. 27. 6. 2015].

ŠINGER, M. (2014), [online]: Hlboká tlaková níž spôsobí problémy. Dostupné z:

<http://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=342> [cit. 27. 6. 2015].

ŠINGER, M. (2013), [online]: Meteorologické príčiny teplého decembrového počasia na Slovensku.

Dostupné z: <http://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=327> [cit. 27. 6. 2015].

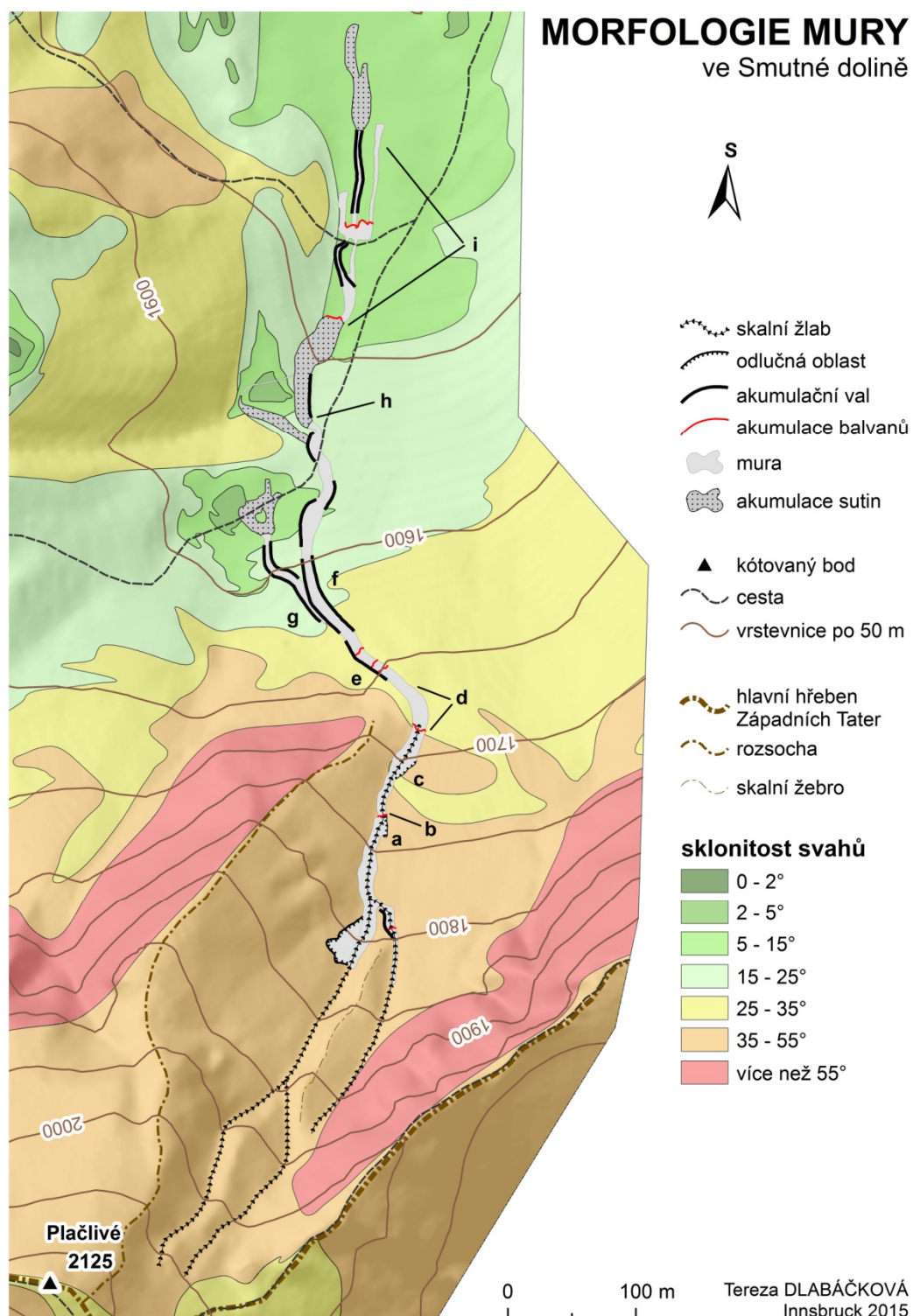
Wetter3.de [online]: Archiv. Dostupné z: <http://www1.wetter3.de/Archiv/>

[cit. 27. 7. 2015]

ZVOLENSKÝ, M. a LIOVÁ, S. (2014): Povodňová situácia na tokov v pohodí horného Váhu v máji 2014. Slovenský hydrometeorologický ústav, Žilina.

## 11 PŘÍLOHA

### *Příloha 1: Geomorfologická mapa mury*



**Zdroj:** terénní měření